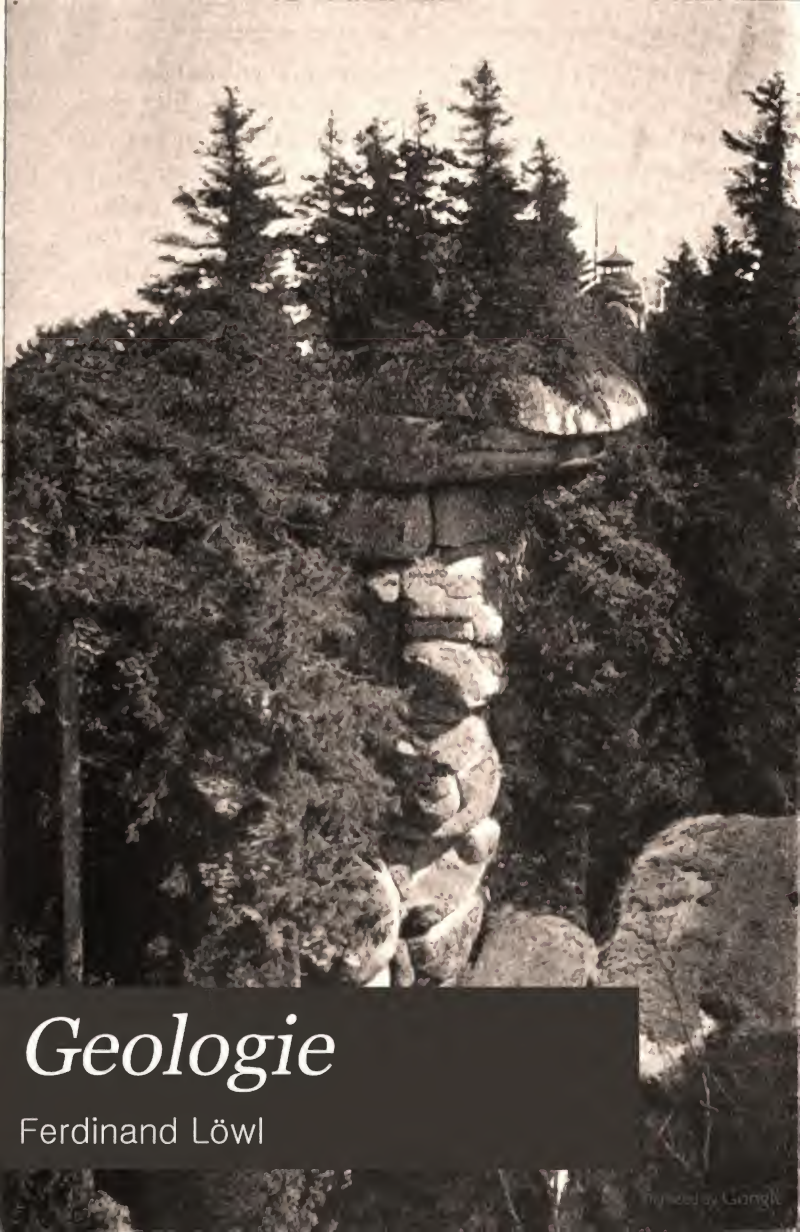


Geologie

Ferdinand Löwl

HARVARD UNIVERSITY

GEOLOGICAL SCIENCES
LIBRARY

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

HARVARD UNIVERSITY LIBRARY

Deposited in the Library of the Museum of Comparative Zoology.
Under a vote of the Library Council
May 27, 1901

TRANSFERRED TO GEOLOGICAL SCIENCES LIBRARY

August 7, 1908.

DIE ERDKUNDE.

EINE DARSTELLUNG
IHRER WISSENSGEBIETE, IHRER HILFSWISSENSCHAFTEN
UND DER METHODE IHRES UNTERRICHTES.

In Verbindung mit

Prof. Dr. **Ant. Becker** (Wien), Direktor **Jul. Beneš** (Waidhofen a. d. Thaya), a. o. Prof. Dr. **Cyr. Bodenstein** (Wien), Hofrat **E. Gelcich** (Wien), Prof. Dr. **Wilh. Götz** (München), o. ö. Prof. Dr. **Siegm. Günther** (München), Vorstand 1. Klasse im k. u. k. mil.-geogr. Institut **Vinz. Haardt v. Hartenthurn** (Wien), Prof. Dr. **Norbert Herz** (Wien), o. ö. Prof. Dr. **R. F. Kaindl** (Czernowitz), o. ö. Prof. Dr. **A. Kirchhoff** (Halle a. d. S.), Prof. **H. Launer** (Wien), o. ö. Prof. Dr. **Ferd. Löwl** (Czernowitz), Dozent Dr. **Wilh. Meinardus** (Berlin), Prof. Dr. **Jul. Mayer** (Wien), Dozent Dr. **Joh. Wilib. Nagl** (Wien), Prof. Dr. **K. Preißler** (Graz), Direktor Dr. **Fr. Rimmer** (Wiener-Neustadt), Schulrat Prof. Dr. **Wilh. Schmidt** (Wien), Dozent Dr. **R. Schram,** Leiter des österr. Gradmessungsbureaus (Wien), Dr. **Heinr. Schurtz** (Bremen), o. ö. Prof. Dr. **Wilh. Trabert** (Innsbruck), Direktor **Arth. Vital** (Triest), Dr. **H. Walser** (Bern)

herausgegeben von

MAXIMILIAN KLAR,

Professor an der Landes-Real- und höheren Gewerbeschule in Wiener-Neustadt

XI. TEIL.

GEOLOGIE.

Von Professor Dr. **Ferdinand Löwl.**

LEIPZIG UND WIEN
FRANZ DEUTICKE
1906.

Digitized by Google

GEOLOGIE

VON

DR. FERDINAND LÖWL,
ORD. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT CZERNOWITZ

MIT 266 FIGUREN IM TEXTE.

LEIPZIG UND WIEN
FRANZ DEUTICKE
1906.

Digitized by Google

QE
26
.L6
H9

Hayward Fund

Verlags-Nr. 1163.

GEOLOGICAL SCIENCES
LIBRARY
FEB 10 1936
HARVARD UNIVERSITY

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn

Digitized by Google

Vorwort.

Eine für Lehrer und Studierende der Geographie bestimmte Einführung in die Geologie darf nicht dem Lehrgange der geologischen Handbücher folgen, sondern muß ihrer besonderen Aufgabe auf eigenen Wegen nachzukommen suchen. Das Erreichbare liegt in der Petrographie, Stratigraphie und Geodynamik in ungleicher Höhe, und der Verfasser hielt sich in jedem der drei Fächer streng an die Grenzen, die er als Lehrer kennen gelernt hatte. Die größten Schwierigkeiten bereitet die historische Geologie. Eine knappe Übersicht der Formationsfolge und der bezeichnenden Versteinerungen ist ebenso wohlfeil wie nutzlos. Ein solches Schema hängt in der Luft und wird nie zu einem wahren und brauchbaren Besitze des Lernenden. Es genügt auch nicht, durch Wort und Bild halbwegs anschauliche Vorstellungen von den Formationen und den Umständen ihrer Bildung zu erwecken; der Anfänger muß vielmehr so weit gebracht werden, daß er sich zutrauen darf, in irgend einem unerforschten Lande jede Formation, die in günstiger Ausbildung vorliegt, zu identifizieren. Zu diesem Zwecke ist er vor allem mit einer sehr engen Auswahl leicht bestimmbarer Leitfossilien bekannt zu machen. Wer die Rindenskulptur der alten Siegel- und Schuppenbäume, die großen Foraminiferen Fusulina und Schwagerina, die Einzelkoralle Zaphrentis cornu copiae, die Brachiopoden Productus giganteus und semireticulatus, die Gastropoden Euomphalus pentangulatus und Bellerophon bicarenus kennt und jederzeit mit voller Sicherheit wiedererkennt, wird alles, was er weiterhin vom Karbon erfährt, ganz anders aufnehmen als einer, vor dem der Fossilgehalt der Formation nur so ausgeschüttet wurde. Eng muß die erste Auswahl von Leitfossilien sein, weil jedes Zuviel, jede unmethodische Anführung fremder, noch nicht erklärter Formen, den Anfänger abschreckt statt ihn zu einem tieferen Eindringen in den schwierigen Stoff anzuregen. Aus diesem Grunde mußte auch der Übersicht der Formationen eine Charakteristik der wichtigsten Kreise der fossilen Wirbellosen vorausgeschickt

Digitized by Google

werden. Mit einem Hinweise auf die Hand- und Lehrbücher der Paläontologie ist da nichts getan.

Für den einen oder den andern Leser mit autodidaktischen Neigungen wird die Bemerkung nicht ganz überflüssig sein, daß sich die Geologie, in welchem Umfange immer man sie betreiben will, nie aus Büchern allein lernen läßt. Der Lehrer ist schwer, der Selbstunterricht in der Sammlung und im Felde durch nichts zu ersetzen. Ein Lehrbuch wird sich daher um so besser bewähren, je mehr es zum Beobachten drängt, je sorgsamer es gerade die Gegenstände, Beziehungen und Vorgänge behandelt, die der Anfänger wirklich beobachten kann, und je schärfer es jene Tatsachen und Umstände beleuchtet, auf die es bei der Prüfung der wichtigeren Hypothesen ankommt.

Manche Abweichung von dem Schema der Lehrbücher ergab sich daraus, daß im Hinblicke auf andere Teile des Sammelwerkes die üblichen geophysikalischen und geographischen Einschübe — z. B. die Gewässerkunde im weitesten Sinne — als bekannt vorausgesetzt und nur zur Wahrung des Zusammenhanges kurz berührt wurden.

Czernowitz, im November 1905.

Ferdinand Löwl.

Digitized by Google

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1

I. Petrographische Geologie 7

1. Die Durchbruchgesteine 10
   Die Tiefengesteine 13
   Die Gang- und Ergußgesteine 21
2. Die Absatzgesteine 29
   Die klastischen Gesteine 29
   Die chemischen Absätze 37
   Die organogenen Gesteine 41
3. Die kristallinen Schiefer 48

II. Historische Geologie 57

1. Stratigraphische Grundbegriffe 57
2. Die Kreise der fossilen Wirbellosen 63
3. Übersicht der Formationen 93

III. Die Störungen der Erdrinde 136

1. Rezente Hebungen und Senkungen 136
2. Alte Hebungen und Senkungen 142
3. Gebirgsbildung durch Faltung 163
   Einfache Stauwirkungen 164
   Faltungen verwickelter Art 173
   Zur Theorie der Faltung 187
4. Die vulkanischen Erscheinungen 192
   Vulkanische Ausbrüche 193
   Paroxysmen 206
   Entgasung der Vulkanherde 213
   Vulkanische Denudationsreihe 216
   Zeitliche und räumliche Verteilung der Vulkane 225
   Zur Theorie des Vulkanismus 230
5. Erdbeben 233
   Die seismischen Erscheinungen 234
   Verbreitung und Ursachen der Erdbeben 244

Digitized by Google

Seite

IV. Die Skulptur der Erdoberfläche 247

1. Windwirkungen 247
2. Verwitterung 255
3. Die Quellen 259
4. Verkarstung 263
5. Arbeit des ablaufenden Wassers 268
6. Störungen und paradoxe Formen der Talerosion 281
7. Gletscherschurf 290
8. Strandarbeit des Meeres 302
9. Sedimente des fließenden und stehenden Wassers 309

Nachträge.

Zu S. 37 vgl. Quincke, Eisbildung und Gletscherkorn. Ann. d. Pysik 1905.

S. 81 vgl. auch Fig. 128, 130, 136.

S. 206. Kilauea ruht gegenwärtig.

Digitized by Google

Einleitung.

Geologie heißt Erdkunde; doch der Kreis von Aufgaben, in den die Geologie durch die Art und Tragweite ihrer Methoden gestellt wurde, umspannt nicht den ganzen Erdball, sondern bleibt auf die Mosaik von Gesteinen beschränkt, die die äußerste, der Untersuchung zugängliche Kugelschale, die Erdrinde, zusammensetzen. Aus der Beschaffenheit dieser Gesteine, aus ihren Beziehungen zueinander und aus den organischen Einschlüssen mancher Lagen hat die Geologie den Stoff zu einer Entwicklungsgeschichte der Erdrinde und des Lebens auf ihr zu gewinnen. Seit Hoff und Lyell folgt sie dabei, so weit es geht, den Analogien, die sich aus den geologischen Vorgängen der Gegenwart ergeben.[1]) Diese Vorgänge laufen teils auf der Erdoberfläche unter der Einwirkung der Luft- und Wasserhülle, teils in der Erdrinde selbst ab. Die ersten, exogenen, rühren hauptsächlich — ausgenommen sind nur die untergeordneten Wirkungen der Erdrotation, der Gezeiten und der Einziehung kosmischer Fremdkörper durch die Erde — von der Wärmestrahlung der Sonne her; die anderen, die endogenen, dagegen sind durchaus problematisch, und die Hypothesen, die ihnen gelten, müssen wohl oder übel von dem Zustande des Erdkernes ausgehen, also an geophysikalische Ermittlungen und Erwägungen anknüpfen.

Starrheit der Erde. Nach G. Darwin und Lord Kelvin ist die Erde so starr, als ob sie durchweg aus Stahl bestände. Die alte geologische Lehre von einem schmelzflüssigen, nur mit einer dünnen Erstarrungskruste überzogenen Erdkerne wird durch den Betrag der Gezeiten widerlegt. Ein flüssiger Kern müßte fluten und ebben und durch die Hebung und Senkung der Rinde das Maß der Meeresgezeiten verringern. Die Pegel würden also nur Differentialfluten angeben, deren Größe einen Schluß auf die Beweglichkeit und Nachgiebigkeit des Erdinnern zuließe. Das beobachtete Hoch- und Niederwasser entspricht jedoch nahezu dem von der Theorie geforderten Betrage der reinen Meeresgezeiten und beweist somit, daß die Erde der Mond- und Sonnenanziehung nicht mit Ebbe und Flut folgt. Die Grundlagen

[1]) Hoff, Geschichte der durch die Überlieferung nachgewiesenen Veränderungen der Erdoberfläche, 1822 u. f. Lyell, Principles of Geology, 1833.

Digitized by Google

der Rechnungen Lord Kelvins und G. Darwins blieben zwar nicht unangefochten, doch stimmen alle Geophysiker in der Annahme überein, daß der Erde ein sehr hoher Grad von Starrheit zukommt.

Druckverteilung. Unter der Voraussetzung homogener Kugelschalen von einwärts zunehmender Dichte fand Lipschitz, daß der Druck in einer Tiefe, die dem 5. Teil des Erdradius entspricht, 1 Million Atmosphären und in der Erdmitte gegen 6 Millionen Atmosphären erreicht. Schon in geringer Tiefe muß er so groß sein, daß Hohlräume in der Lithosphäre, wie sie von manchen geodynamischen Hypothesen angenommen werden, nicht mehr bestehen können. Da als mittlere Dichte der Erdrinde 2·7 (das mittlere Steingewicht) und als Druckfestigkeit 1600 *kg* auf 1 cm^2 (die Druckfestigkeit eines vollwertigen Granits) gelten kann, wird die Elastizitätsgrenze in einer Tiefe von nicht ganz 6000 *m* erreicht. Leider wurde bisher nicht untersucht, wie mächtig eine durch die Gewölbespannung der Erdrinde in ihrer Lage erhaltene Scholle von bestimmter Größe und Druckfestigkeit werden kann, ehe sie unter ihrem eigenen Gewichte zusammenbricht. Die Rechnung würde selbstverständlich einen Maximalwert ergeben, da sie die Lockerung des Gefüges durch Klüfte nicht in Anschlag bringen könnte.

Dichte. Der Wert 5·5 für die mittlere Dichte der Erde darf als gesichert gelten. Die Gesteine der Erdrinde haben im Durchschnitte eine Dichte von 2·7. Für die Erdmitte haben Lipschitz, Helmert, Tumlirz, Ockinghaus u. a. auf verschiedenen Wegen Werte nahe an 10 errechnet. Sie gingen dabei von der Annahme aus, daß die Dichte mit der Tiefe zunimmt, und suchten für diese Zunahme ein Gesetz abzuleiten. Alle diese Arbeiten haben jedoch nur rechnerischen Wert und jene, die den zunehmenden Druck zur Erklärung der zunehmenden Dichte heranziehen, sind von vornherein verfehlt, da die Zusammendrückbarkeit in einem starren Erdkerne verschwindend klein ist und nach Tumlirz selbst in Flüssigkeiten nicht über 25% des Volumens hinausgehen kann. Es müßte also, wenn die Dichte wirklich von Kugelschale zu Kugelschale zunimmt, schon während der ursprünglichen Erdballung eine zentripetale Sonderung des Stoffes nach der Dichte stattgefunden haben. Der bedeutende Unterschied zwischen der Erddichte und der Erdrindendichte setzt aber nicht unbedingt eine regelmäßige Steigerung der Dichte mit der Tiefe voraus. Man kommt vielmehr, wie Wiechert in einer vortrefflichen Untersuchung nachgewiesen hat (Nachr. der Göttinger Ges. d. Wiss. 1897), auch mit der Annahme aus, daß der Erdkern mit einem Radius von 5000 *km*, also rund $\frac{4}{5}$ Erdradius, die Dichte des Eisens hat, und daß Stoffe von der Dichte des Granits einen 1500 *km* starken Mantel bilden.[1]) In Wirklichkeit dürfte die Dichteverteilung im Erdinnern ziemlich ungleichmäßig sein. Das lassen schon die Verhältnisse in der Erdrinde vermuten. Im Bereich der Meere und in den Tiefländern ist die Schwere größer, in den Gebirgen dagegen kleiner als nach der geographischen Breite zu erwarten wäre; und diese Differenzen hängen nicht mit Abweichungen des Geoids vom Normalsphäroid zusammen, wie man früher

[1]) Bezeichnenderweise sind auch die Trümmer fremder Weltkörper, die als Meteoriten zu uns gelangen, entweder Silikatgesteine oder Eisenmassen.

Digitized by Google

glaubte, sondern werden nach Helmert durch Dichteanomalien in der Erdrinde veranlaßt. In unbekannter Tiefe unter den Meeren und Ebenen befinden sich Gesteinslagen von größerer und unter den Gebirgen Lagen von geringerer Dichte als dem Durchschnitt entspricht. Das wurde durch die Schweremessungen, die nach Sternecks Methode in den verschiedensten kontinentalen und ozeanischen Gebieten ausgeführt wurden, sichergestellt; und die Geologie muß mit dieser Tatsache nicht nur in der Gegenwart, sondern auch in der Vergangenheit rechnen. Da ein und dieselbe Erdscholle im Laufe der geologischen Perioden bald Tiefseeboden, bald Hochgebirge war, muß die Dichteanomalie ihrer Unterlage, wie vor kurzem — allerdings mit einem sehr gewagten Erklärungsversuche — auch Penck hervorhob, bald positiv, bald negativ gewesen sein. Die Folgerungen, die sich daraus ergeben, werden wir in dem Abschnitte über die Rindenstörungen zu erörtern haben.

Eigenwärme. Die solaren Wärmeschwankungen der Erdoberfläche dringen nicht tief in den Boden ein. In den Tropen gleichen sie sich schon in 5 bis 6 *m* Tiefe in einer Temperatur aus, die etwas über dem Jahresmittel der örtlichen Lufttemperatur liegt, und polwärts sinkt die neutrale Fläche ein wenig tiefer. In unseren Breiten erreicht sie 25 *m*. Von dieser neutralen Fläche weg nimmt die Wärme einwärts zu. Das ist eine alte Erfahrung des Bergbaues; doch das Maß der Zunahme, die geothermische Tiefenstufe, d. h. der senkrechte Abstand, in dem die Gesteinstemperatur um 1° C steigt, läßt sich in Bergwerken nicht feststellen. Einerseits stören gewisse, Wärme entwickelnde chemische Prozesse, die in den Aufschlüssen eingeleitet werden, und andererseits werden die Temperaturunterschiede in den Schächten durch die eindringende Luft und auch durch das Sickerwasser abgeschwächt. Bei Tiefbohrungen aber können alle diese Fehlerquellen vermieden werden, so daß die geothermische Tiefenstufe von Fall zu Fall einwandfrei zu ermitteln ist. Eine Regel wird sich erst aus vielen, in den verschiedensten Erdräumen ausgeführten Bohrungen ableiten lassen. Will man jetzt schon einen Durchschnitt gewinnen, so dürfen nicht alle Tiefentemperaturen, die je bestimmt wurden, sondern nur solche herangezogen werden, die erstens nach der Art ihrer Ermittlung als vollkommen verläßlich gelten können und zweitens nicht etwa schon durch ihren Betrag auf besondere, störende Einflüsse hinweisen. Die genauesten Messungen wurden im norddeutschen Tieflande in den 1—2 *km* tief niedergestoßenen Bohrlöchern von Sperenberg bei Berlin, Schladebach bei Merseburg, Sudenburg bei Magdeburg und Paruschowitz (2003 *m*) in Oberschlesien ausgeführt. Sie ergaben im Mittel eine geothermische Stufe von 33 *m*. Abweichungen von diesem Mittelwerte lassen sich zumeist aus dem ungleichen Wärmeleitungsvermögen der Felsarten erklären: Schlechte Leiter stauen die empordringende Erdwärme, so daß die thermische Stufe in ihnen und in ihrer Unterlage gedrückt wird; gute Leiter dagegen strecken die Stufe und vermindern so das „Wärmegefälle". Bedeutende Anomalien — z. B. die im Bohrloche von Neuffen in Württemberg, wo die Wärme schon von 11 zu 11 *m* um 1° zunahm — müssen besondere Ursachen haben. In vulkanischen Gegenden wie am Rande der Alb liegt es nahe, in verhältnismäßig geringer Tiefe schmelzflüssige Massen vorauszusetzen.

Digitized by Google

Die Flächen gleicher Erdwärme dürften in großen Tiefen ziemlich regelmäßig, also in Kugelschalen, aufeinander folgen. In den äußersten Lagen der Erdrinde aber werden sie durch die großen Hohl- und Vollformen der Oberfläche gestört. Die kalten Tiefseeböden drücken die Flächen von 5° und 10°, die auf den Festländern niederer Breiten nur in hohen Gebirgen im Boden verbleiben, 5—10 *km* unter das Meeresniveau hinab, also in Kugelschalen, in denen unter den Kontinenten Temperaturen von 150—300° vorauszusetzen sind. Bis in die Tiefen, wo die Geoisothermen ungestört verlaufen, muß somit die Wärmezunahme unter den Meeresräumen rascher erfolgen, d. h. die geothermische Stufe niedriger sein als unter den Festländern. Dasselbe gilt von den tieferen Lagen des Festlandes im Verhältnis zu den höheren. Beim Bau der großen Alpentunnels wurde ja festgestellt, daß die Flächen gleicher Wärme im Gebirgskörper empordringen und dadurch die thermische Stufe erhöhen.

Wo immer Tiefentemperaturen gemessen wurden, hat sich gezeigt, daß die Erdwärme in arithmetischer Progression zunimmt und auch in den tiefsten Bohrlöchern von der neutralen Schicht bis auf den Grund hinab der jeweiligen Tiefe proportional ist. Die kleinen, durch die ungleichmäßige Leitung verursachten Schwankungen kommen dabei nicht in Betracht. — Wie weit die geothermische Stufe konstant bleibt und welche Temperaturen in den tieferen Kugelschalen und in der Erdmitte herrschen mögen, das sind Fragen, die nur der freien, an rein willkürliche Voraussetzungen anknüpfenden Rechnung zugänglich sind. Wohl begründet ist allein die Annahme, daß die geothermische Stufe in tieferen Lagen wächst. Wenn die Erde eine Kugel ist, die durch Leitung und Ausstrahlung Wärme an den Weltraum abgibt, dann muß die Temperatur in ihr einwärts immer langsamer zunehmen. Das hat Fourier durch Rechnung und Bischof durch sein bekanntes Experiment mit erstarrten und auskühlenden Basaltkugeln bewiesen. Doch in welcher Tiefe und in welchem Maße die geothermische Stufe wächst, läßt sich nicht ermitteln.

Aggregationszustand des Erdkernes. Der hohe Druck, der im Erdinnern herrscht, begünstigt im Verein mit der Starrheit und Dichte des Erdballes die Annahme eines festen Kernes. Die hohe Temperatur dagegen spricht für einen gasförmigen Zustand. Das Ergebnis der gegensätzlichen Wirkungen des Druckes und der Temperatur, die im Erdkerne herrschen, ist nicht vorstellbar. A. Ritter hat in seinen „Untersuchungen über die Höhe der Atmosphäre und die Konstitution gasförmiger Himmelskörper“ (Wiedemanns Annalen 1878—80) als erster darauf hingewiesen, daß die kritischen Temperaturen, bei denen die verschiedenen Stoffe nur noch als Gase bestehen können, von der Temperatur des Erdkernes weit überschritten werden müssen, und daß der Erdkern daher nur als Gaskern gedacht werden könne. Zöppritz, Günther, Arrhenius u. a. suchten danach ein Schema vom Baue der Erde zu entwerfen. Der Kern soll gasförmig und zu innerst so hoch erhitzt sein, daß der Stoff hier ganz und gar dissoziiert ist. (Wie weit die Dissoziation geht, bleibt jedoch eine offene Frage, da der Druck den Zerfall hemmt.) Erst in den äußeren Lagen des Kernes läßt die abnehmende Temperatur die Bildung von Molekülen zu. Hier liegt die Schale

Digitized by Google

der gemischten Gase. Weiterhin gehen die Stoffe in einer nach den kritischen Temperaturen geordneten Reihe in den flüssigen Zustand über. Dabei werden die Gasreste von den verflüssigten Teilen bis zur Sättigung absorbiert, so daß ein mit Gasen durchtränktes Magma von der Art der eruptiven Schmelzen entsteht. Wo die Temperatur nach und nach zu den Schmelzpunkten der verschiedenen Mischungstypen sinkt, entstehen die Erstarrungsgesteine der Erdkruste.

Die Schmelzpunkte jener Silikatgesteine, die in der Erdrinde vorherrschen, liegen zwischen 1000° und 1400°. Da sie nach Vogt[1]) durch Druck nicht um viele hundert Grad, wie man bisher glaubte, sondern nur bis zu dem Maximalwert von 1500° erhöht werden, ist der Übergang der Erdkruste in die magmatische Schale in einer Tiefe von 50 *km* zu suchen. Das ist ein Minimalwert für die Stärke der Gesteinshülle. Wenn die geothermische Stufe schon in dieser Hülle zunimmt, muß deren Mächtigkeit entsprechend größer angenommen werden. Ganz unsicher ist der Anteil der magmatischen Schale und des gasförmigen Kernes an dem Volumen der Erde. Arrhenius fand in freier Rechnung, daß $\frac{1}{2}\frac{9}{0}$ des Erdradius auf den Gaskern, $\frac{1}{2}\frac{1}{5}$ auf die flüssige und $\frac{1}{100}$ auf die feste Kugelschale entfallen.

Mit der Starrheit und der großen Dichte der Erde verträgt sich die Lehre von dem gasförmigen Zustande des Erdinnern insofern, als sie annimmt, daß der Gaskern unter dem ungeheueren Drucke der Magma- und der Lithosphäre nicht nur in der Dichte, sondern auch hinsichtlich der inneren Reibung und der Zusammendrückbarkeit einem festen Stoffe, etwa Eisen, gleichkommt und sich von diesem nur potentiell unterscheidet: Das in Wirklichkeit verfestigte „Gas“ gewänne sofort alle Eigenschaften der Gase zurück, wenn es entlastet würde. Somit darf man, wenn auch in verschiedenem Sinne, so doch mit demselben Rechte, von einem festen wie von einem gasförmigen Erdkerne sprechen.

Der Herkunft nach ist die Eigenwärme der Erde aus jener rätselhaften Urwärme abzuleiten, die schon den anfänglichen kosmischen Nebel des Sonnensystems zur Glut erhitzte. Vielleicht darf diese Urwärme als Wirkung radioaktiver Stoffe aufgefaßt werden. In dem Ersatze der durch Ausstrahlung verlorenen Wärme kommt dem Radium gewiß eine große Bedeutung zu. Außerdem hat man mit Ritter anzunehmen, daß die Binnentemperatur der Erde nicht herabgesetzt werden kann, solange die mit der Wärmeabgabe verbundene Kontraktion eine entsprechende Wärmemenge liefert. Wo Wärme gewonnen, ausgegeben und immer wieder neu entwickelt wird, kann alles, nur nicht Ruhe herrschen. Die Wärme- und Zustandsänderungen müssen im Erdinnern, zumal in den Schalen des Überganges vom gasförmigen zum flüssigen und vom flüssigen zum festen Zustande, Prozesse in Gang setzen, die in der Erdrinde als Störungen wirksam werden. Es ist jedoch nicht anzunehmen, daß außer diesen thermischen Vorgängen, die unserem Verständnisse halbwegs zugänglich sind, nicht noch andere von ganz unbekannter Art und Herkunft mitwirken. Die Ergebnisse der Forschungen, die den radioaktiven Stoffen gelten, sind jedenfalls sehr

[1]) Vgl. Chemikerzeitung 1904, Nr. 84, Anzeige eines am 28. September 1904 in der Ges. d. Wiss. in Christiania gehaltenen Vortrages.

Digitized by Google

geeignet, auf weitere unerwartete Funde vorzubereiten und die Lücken haftigkeit unseres Wissens vom Erdinnern ins rechte Licht zu stellen.

Die Geologie hat in manchen wichtigen Fragen mit den angeführten geophysikalischen Nachweisen und Theorien Fühlung zu suchen; ihr eigenes Arbeitsfeld aber beginnt erst in den „Aufschlüssen" des Bodens. Die Bausteine der Erdrinde werden von der Gesteinskunde oder Petrographie behandelt. Die Schichtfolge und die Entwicklung der Lebewesen, deren Reste und Spuren in den Schichten erhalten blieben, ist der Gegenstand der historischen Geologie oder Stratigraphie, die sich auf die Lehre von den fossilen Organismen, die Paläontologie, stützt. Die endogenen Vorgänge, die als Störungen wirkten und wirken und aus denen sich der Bau der Erdrinde ergab, sowie die exogenen Vorgänge, von denen die Skulptur der Erdoberfläche herrührt, gehören in das Bereich der dynamischen Geologie. Die Absonderung der „Geotektonik" ist ein methodischer Fehler, da der Schichtenbau stets aus den Schichtenstörungen abgeleitet werden sollte. Die Paläontologie und die Petrographie haben sich in den letzten Jahrzehnten so weit entwickelt, daß die meisten geologischen Handbücher die Einführung in diese beiden Disziplinen aufgaben und sich in der Hauptsache auf die dynamische und historische Geologie beschränkten.

Literatur. Unter den Lehrbüchern und anderen umfassenden Darstellungen sind hervorzuheben:

Kayser, Lehrbuch der Geologie. I. Teil: Allgemeine Geologie, 2. Aufl., 1905. II. Teil: Geologische Formationskunde, 2. Aufl., 1902.
Neumayr, Erdgeschichte, 2. Aufl., bearbeitet von Uhlig, 1895.
Credner, Elemente der Geologie, 9. Aufl., 1902.
Lapparent, Traité de Géologie, 4. Aufl., 1900.
Lapparent, Abrégé de Géologie, 5. Aufl., 1903.
Geikie, Text-Book of Geology, 2. Aufl., 1885.
Dana, Manual of Geology, 4. Aufl., 1895.
Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 1886.
Penck, Morphologie der Erdoberfläche, 1894.
Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, 3. Aufl., 1903.

Zeitschriften:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie, seit 1830. Dazu seit 1900 Zentralblatt für Mineralogie usw.
Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, seit 1848.
Jahrbuch und Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, seit 1850.
Jahrbuch der k. Preußischen Geologischen Landesanstalt, seit 1880.
Zeitschrift für praktische Geologie, seit 1893.
Geologisches Zentralblatt, herausgegeben von Keilhack, seit 1901.
Supans Literaturbericht in Petermanns Mitteilungen, seit 1885.
Quarterly Journal of the Geological Society, London.
Geological Magazin, London.
Bulletin de la Société Géologique de France.
Journal of Geology, Chicago.

Digitized by Google

I. TEIL.

Petrographische Geologie.

Die Hauptwerke der Gesteinskunde sind: Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 3 Bde., 2. Aufl., 1893—94; Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 3. Aufl., 1896; Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl., 1901. In diesen Handbüchern ist zwar hauptsächlich von der mikroskopischen Beschaffenheit der Gesteine die Rede, doch werden, zumal von Zirkel, auch die makroskopischen Kennzeichen sowie die Lagerungs- und Absonderungsformen eingehend behandelt. Walther, Lithogenesis der Gegenwart, 1894, sucht die Bildung der Gesteine aktualistisch zu erklären. Eine Petrogenesis von Dölter soll Ende 1905 erscheinen. Unter den kürzeren Lehrbüchern sind hervorzuheben: Rinne, Gesteinskunde für Techniker, Bergingenieure und Studierende der Naturwissenschaften, 1901; Reinisch, Petrographisches Praktikum, 1901—04, und besonders Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, I. Allg. Gesteinskunde als Grundlage der Geologie, 1902, II. Spezielle Gesteinskunde, 1905. Eine elementare Einführung, die keine mineralogischen Vorkenntnisse voraussetzt, bietet Löwl, Die gebirgbildenden Felsarten, eine Gesteinskunde für Geographen, 1893.

Gesteine oder Felsarten sind typische Mineralaggregate, die durch großzügige und weit verbreitete Vorgänge zustande kamen und daher wesentliche Bestandteile der Erdrinde bilden. Die oberste Einteilung der Gesteine ist geologisch. Sie hält sich an die Entstehungsart und trägt der mineralischen und chemischen Zusammensetzung nur insofern Rechnung, als diese mit der Bildungsweise zusammenhängt. Man unterscheidet Durchbruchgesteine, Absatzgesteine und kristalline Schiefer. Die Durchbruch- oder Eruptivgesteine sind in schmelzflüssigem Zustande emporgedrungen und teils in der Erdrinde, teils auf der Erdoberfläche erstarrt. Die Absatzgesteine oder Sedimente wurden auf mechanischem oder chemischem Wege aus der Luft, aus den Binnengewässern, vor allem aber aus dem Meere niedergeschlagen. Ein chemischer Bodensatz, wie das Steinsalz, hat mit den Eruptivgesteinen die Ursprünglichkeit gemein: er ging aus der Bildung seiner Bestandteile hervor, entstand also zugleich mit seinen Mineralien. Die mechanischen Sedimente dagegen sind jünger als ihre Gemengteile, da sie aus den Zerfallstoffen anderer Gesteine und aus den Resten von Organismen bestehen. Die kristallinen Schiefer endlich sind metamorphe Tiefengesteine, die unter starkem Drucke sowohl aus eruptiven als auch aus sedimentären

Digitized by Google

Bildungen hervorgingen. Dem Ursprunge nach wären somit streng genommen nur zwei Gesteinsreihen, die Durchbruch- und die Absatzgesteine, zu unterscheiden.

Die Beziehung, in die ein Gestein zu den älteren, in seinem Bildungsraume vorhandenen Gesteinen tritt, heißt der Gesteinsverband. Die Sedimente liegen, da jeder Absatz den Boden für den nächsten Absatz bildet, aufeinander. Ihr Verband ist die Auflagerung und ihr Altersverhältnis ergibt sich aus ihrer Reihenfolge. Die Durchbruchgesteine dagegen sind dem älteren Boden nur in Lavaströmen und Decken aufgelagert. Wo sie in den steil niedergehenden Eruptionskanälen solcher Ergüsse erstarrten,

Fig. 1. Schichtung des Dachsteinkalkes. Ostseite des Dachsteingipfels. Nach einer Photographie von Würthle.

treten sie in durchgreifender Lagerung auf. Die verschiedenen Formen dieser Verbandart werden später in dem Abschnitte über die Vulkane zu beschreiben sein. Für die Altersbestimmung gilt der selbstverständliche Satz, daß jedes Durchbruchgestein jünger ist als alle Gesteine, die es durchbricht.

Das Verhältnis der Auflagerung herrscht bei ungeschichteten Gesteinen, z. B. bei Laven oder Riffkalken, nur im großen, bei geschichteten aber auch im kleinen und in vielfacher Wiederholung. Die Schichtung rührt von einer Unterbrechung oder einer Veränderung des Absatzes her. Jede Schicht ist das Ergebnis eines gleichmäßigen Niederschlages, also ein in sich abgeschlossenes Sediment, ob es sich nun um ein papierdünnes Tonblatt oder um eine klafterdicke Kalkbank handelt (Fig. 1). Die wagrechte

Digitized by Google

Ausdehnung einer Schicht richtet sich nach dem Umfange des Ablagerungsraumes und ihre Dicke, die Mächtigkeit, nach der Stärke und nach der Dauer des gleichmäßigen Absatzes. Wo die Mächtigkeit der einzelnen Schichten durch eine ganze Schichtenreihe hindurch gleichbleibt — und das ist die Regel — müssen sich die Umstände der Sedimentation periodisch geändert haben. Solche Änderungen sind, wenn sie mit Schwankungen der Regenhöhe und der Geschiebeführung der Wasserläufe zusammenhängen, ohne weiteres verständlich. Rätselhaft aber ist die gleichmäßige Schichtung von Kalksteinen, die in küstenferner Tiefsee abgelagert wurden. Die Grenzflächen solcher pelagischer Schichten werden durch dünne blätterige Tonlagen oder durch kieselige Einschaltungen bezeichnet. Da der Niederschlag der kalkigen, kieseligen und tonigen Tiefseebildungen ungemein langsam vor sich geht, weist der regelmäßige Wechsel von Kalkschichten und kieseligen oder tonigen Einlagen auf Änderungen von sehr langer Periode hin. Die Ursachen dieser Änderungen der Sedimentation sind noch nicht festgestellt. Es handelt sich dabei hauptsächlich um die Frage, warum die pelagische Kalkbildung periodisch unterbrochen wurde.[1])

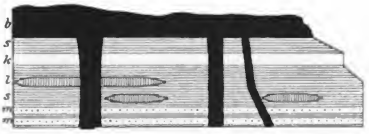


Fig. 2. Schema einfacher Lagerungsformen.
Mergel *m* in Wechsellagerung mit Schieferton *s*. Erzlinsen *l* und das Kalklager *k* als Einschaltung in *s*. Basaltischer Überguß *b* mit den Basaltgängen *b'* in den Eruptionskanälen. Rechts die Schichtenköpfe im Profil einer Talwand.

Die Unter- und die Oberfläche der Schichten sind im allgemeinen eben. Sandig tonige litorale Sedimente weisen jedoch auf den Schichtflächen häufig die parallelen Wellenfurchen und zungenförmigen Anschwemmungsstreifen auf, die sich an jeder Flachküste beobachten lassen. Von anderen Besonderheiten wird in der Beschreibung der Sandsteine die Rede sein. Der Anschnitt einer Schicht oder einer ganzen Schichtenreihe im Gelände, z. B. an einer Talwand, heißt der Schichtenkopf oder das Ausgehende. Man sagt wohl auch: die Schichten streichen aus oder beißen aus. Dagegen keilen sie aus, wenn sie in randlicher Verjüngung zu Ende gehen. Ein Sediment, das sich nach seiner Entstehung und seiner Zusammensetzung von der Schichtenreihe, der es eingeschaltet ist, absondert, heißt ein Lager oder, wenn es für den Bergbau in Frage kommt, ein Flöz. Keilt eine solche heterogene Einlage ringsum rasch aus, so wird sie zur Linse. Die Schichtenreihe, die unter einem Flöz liegt, nennt der Bergmann das Liegende; was auf dem Flöz liegt, ist das Hangende. Die Geologie hat diese beiden Bezeichnungen aufgenommen, wendet sie aber in erweitertem Sinne, in Beziehung auf jede beliebige Schicht oder Schichtenreihe an.

[1]) Vgl. den Schluß des letzten Abschnittes (Tiefseeton).

Digitized by Google

1. Die Durchbruchgesteine.

Die Analyse eines typischen Granites ergab

Sauerstoff	48·96%
Silizium	35·47%
Aluminium	6·84%
Kalium	4·57%
Natrium	2·05%
Kalzium	0·50%
Magnesium	0·07%
Eisen	1·54%

Diese wenigen Grundstoffe setzen auch die übrigen Durchbruchgesteine zusammen, und zwar nicht etwa in allen möglichen, sondern nur in einigen bestimmten Mischungsverhältnissen. Silizium vereinigt sich mit Sauerstoff zur Kieselsäure, die in manchen Gesteinen frei, als Quarz, auftritt, in allen aber einerseits mit den Oxyden von Aluminium, Kalium, Natrium und Kalzium die lichten Feldspate und feldspatartigen Mineralien und anderseits mit den Oxyden von Kalzium, Magnesium und Eisen die dunkeln und schweren Gemengteile Biotit, Augit, Hornblende bildet. Dazu kommen noch Eisenerze und eine Reihe von Elementen, die in so geringen Mengen auftreten, daß sie in der angeführten Gesteinsanalyse übergangen werden durften.

Das eruptive Magma, aus dem die Durchbruchgesteine erstarren, enthält jedoch außer den Stoffen dieser Gesteine noch große Mengen von Gasen, besonders von überhitztem Wasserdampf. Das lassen schon die explosiven Ausbrüche und die Dampfpinien der Vulkane sowie die Wolken, die sich über Lavaströmen zu bilden pflegen, erkennen. Jene Durchbruchgesteine aber, die nicht als entwässerte Laven, sondern tief in der Erdrinde unter starkem Druck mit einem großen Teile ihres Gasgehaltes erstarrten und demnach die ursprüngliche Zusammensetzung des Magmas annähernd bewahrten, weisen in ihren Gemengteilen eine Unzahl fein verteilter Flüssigkeitseinschlüsse auf. Die meisten dieser mikroskopischen Einschlüsse bestehen aus Wasser. Daneben kommen aber auch komprimierte Gase, zumal verflüssigte Kohlensäure vor. Das Magma muß somit eine gasreiche, vor allem wasserdampfreiche Silikatschmelze sein. Da aber seine Stoffe nicht nur geschmolzen, sondern auch ineinander gelöst sind, trifft erst die etwas umständliche Bezeichnung Silikatschmelzlösung das Richtige.

Die Elemente sind im Magma größtenteils schon molekülweise zu einfachen Silikaten verbunden, aus denen sich dann gemäß den Affinitäten die Mineralien aufbauen. Wenn die zur Kristallisation erforderliche Abkühlung des empordringenden Magmas durch die Schmelzpunkte der einzelnen Gemengteile bestimmt würde, müßten die am schwersten schmelzbaren Mineralien zuerst auskristallisieren und die übrigen in der Reihe ihrer Schmelzpunkte aufeinander folgen. In Wirklichkeit aber hängt die Ausscheidungsfolge von dem Mengenverhältnisse der Stoffe und von der Sättigung des Magmas

Digitized by Google

ab. Die schmelzflüssige Lösung verhält sich darin wie eine wässerige Lösung.[1]) Die Umstände, unter denen die Verfestigung eintritt, kann man sich am besten an einer Kochsalzlösung klar machen.[2]) Der Gefrierpunkt des Wassers ist 0°. In einer Mischung von Wasser mit 10% Kochsalz aber sinkt er auf — 8°. Wird die Lösung noch weiter abgekühlt, so kristallisiert Eis aus. Die Mutterlauge wird konzentriert und das hat eine neuerliche Erniedrigung des Schmelzpunktes zur Folge. Sobald aber der Salzgehalt 23½% und die Temperatur — 22° C beträgt, erstarrt die Mischung in einem. Führt man das Experiment sogleich mit einer 23½%igen Lösung aus, so wird überhaupt kein Eis mehr abgeschieden; die Lösung erstarrt als Ganzes, sobald die Temperatur auf — 22° sinkt. Nunmehr kühlen wir eine 25%ige Lösung ab. Schon bei — 12° beginnt die Ausscheidung; das Ausgeschiedene ist aber nicht Eis, sondern Salz, und je tiefer die Temperatur sinkt, desto mehr Salz scheidet sich aus. Die Lösung verdünnt sich endlich bei — 22° auf 23½% und erstarrt dabei wieder in einem. Wir haben also festzuhalten, daß jede Lösung unter 23½% bei der Abkühlung Eis und jede Lösung über 23½% statt des Eises Salz ausscheidet, und zwar schon bei Temperaturen über — 22°. Nur die 23½%ige Lösung scheidet weder Eis noch Salz aus, bevor sie auf — 22° abgekühlt wurde. Bei dieser Temperatur aber erstarrt sie im ganzen. Eine solche Mischung, durch die der Schmelzpunkt am tiefsten herabgedrückt wird, heißt eutektisch, und ihr Schmelzpunkt selbst der eutektische Punkt.

Gerade so wie Eis und Chlornatrium verhalten sich die Metalle in Legierungen und die Silikate, die im Magma ineinander gelöst sind.[3]) Der eutektische Punkt von Silikatschmelzlösungen liegt bis zu 400° unter dem Schmelzpunkte der am schwersten schmelzbaren Komponente und die Ausscheidungsfolge der Komponenten richtet sich nicht nach deren Schmelztemperaturen, sondern nach der Abweichung der Mischung vom Eutektikum: Es kristallisiert zuerst jenes Mineral, das einen größeren als den eutektischen Anteil an der Mischung hat, und die Ausscheidung der anderen beginnt erst im eutektischen Punkt. In einem kieselsäurereichen Magma, das z. B. aus 30% Quarz und 70% Orthoklas besteht, sollte also, da die eutektische Quarz-Orthoklas-Mischung aus 26% Quarz und 74% Orthoklas besteht, zuerst Quarz ausgeschieden werden. Führt aber die Abkühlung im Verein mit der Quarzausscheidung zum eutektischen Punkt, so erstarrt das Magma im ganzen und auf einmal.

Die verschiedene Schmelzbarkeit der Mineralien gibt also bei der Erstarrung eines Magmas nicht den Ausschlag; mittelbar aber kann sie doch

---

[1]) Unter den grundlegenden neueren Forschungen über den Vorgang der Erstarrung seien hervorgehoben: Morozewicz, Experim. Unters. über die Bildung der Mineralien im Magma, 1898; Tammann, Kristallisieren und Schmelzen, 1903; Vogt, Die Silikatschmelzlösungen mit bes. Rücksicht auf die Mineralbildung und Schmelzpunkterniedrigung, Christiania 1903 u. f.; Dölter, Die Silikatschmelzen, Sitz.-Ber. der Wiener Akad. 1904 u. f.

[2]) Vgl. Jüptner, Neuere Ergebnisse der metallurgischen Forschung. Tschermaks Mineral. und Petrogr. Mitt. 1904, S. 181.

[3]) Die moderne physikalische Chemie hat die Unterscheidung von gelöstem Stoff und „Lösungsmittel" fallen lassen.

Digitized by Google

Bedeutung gewinnen. Wie Vogt gezeigt hat (a. a. O. 140 u. f.) haben die Schmelzpunkte der konstituierenden Mineralien den größten Einfluß auf die Lage des eutektischen Punktes im Magma. Ist der Schmelzpunktunterschied zweier Mineralien gering, so liegt der eutektische Punkt ungefähr in der Mitte zwischen den beiden Komponenten, d. h. so, daß die beiden Stoffe denselben Anteil am Eutektikum haben. Je größer der Schmelzpunktunterschied ist, desto mehr nähert sich der eutektische Punkt dem leichter schmelzbaren Mineral, das heißt desto größer wird der Anteil dieses Minerals am Eutektikum. Der Augit schmilzt bei 1200°, der Olivin bei 1400°; der eutektische Punkt liegt daher näher am Augit: 30% Olivin, 70% Augit. Der Schmelzpunkt des Orthoklas liegt bei 1150—1200°, der des Quarzes bei 1700—1800° und das Eutektikum fordert 26% Quarz und 74% Orthoklas. Noch viel weiter wird der eutektische Punkt in Legierungen verschoben. Blei schmilzt bei 326°, Silber bei 954° und im Eutektikum entfallen nur 4% (des Gewichtes) auf Silber und 96% auf Blei.

Je mehr Stoffe in einer Schmelzlösung vermischt sind, desto verwickelter wird die Ausscheidung, die Individualisation der einzelnen Mineralien. An dem Wesen des Vorganges aber ändert sich nichts. Die Kristallbildung geht im allgemeinen so vor sich, daß ihr Ziel, der eutektische Punkt, erreicht wird, worauf die eutektische Mutterlauge im ganzen erstarrt. Eine Ausnahme kann nur in Gläsern eintreten, die infolge allzu rascher Abkühlung schon vor der Herstellung des Eutektikums erstarrten.

Die Art, wie die Gemengteile eines Magmas auskristallisieren und den Raum unter sich aufteilen, bringt in dem Erstarrungsgesteine ein bestimmtes Gefüge hervor. Die Hauptstrukturen der Eruptivgesteine sind die granitische, die porphyrische und die glasige. Die granitische kommt nur in Tiefen zustande, wo das Magma langsam auskühlt und unter hohem Druck ohne Entgasung erstarrt. Die Gase, besonders der reichlich vorhandene überhitzte Wasserdampf, spielen insofern eine wichtige Rolle, als sie die Kristallbildung fördern. Sie werden daher mit Recht als Kristallisatoren (agents minéralisateurs) bezeichnet. Der Druck ist hauptsächlich deshalb von Einfluß, weil er die Entgasung hindert und die Kristallisation bestimmter Mineralien begünstigt.

Die zuerst ausgeschiedenen Kristalle sind in der Lage, ihre Eigenformen zu gewinnen: sie kristallisieren automorph. Ihre Mutterlauge aber wird nach der Überschreitung des eutektischen Punktes in einem verfestigt, so daß sich die einzelnen Mineralien im Wachstum stören und an der Ausbildung ihrer idealen Kristallformen hindern: das eutektische Gemisch erstarrt xenomorph, in fremden Formen. Es bilden sich keine Kristalle, sondern nur kristalline Körner, Tafeln und Säulen, die nach ihrer Härte, ihrer Spaltbarkeit und nach den übrigen physikalischen Kennzeichen zu bestimmen sind. Unter dem Einflusse der Kristallisatoren können diese ineinander verschränkten und verzahnten Krüppelformen eine ansehnliche Größe erreichen, ohne daß die Erstarrung deshalb langsam vor sich gehen müßte. Ganz gleichmäßig aber kann das xenomorphe Verhältnis der Gemengteile doch nicht geraten, weil die verschiedenen Silikate einen ungleichen Kristallisationstrieb besitzen und dadurch bisweilen sogar Ausnahmen von der

Digitized by Google

eutektischen Regel herbeiführen. Stoffe, die im Magma zu häufigeren Kristallkernen zusammenschießen und rascher wachsen als andere, werden diese in der Entwicklung überholen. Solche vordringliche Gemengteile sind z. B. die basischen Feldspate.

Wenn das Magma nicht in der Tiefe erstarrt, sondern durch vulkanische Schlote bis zur Erdoberfläche empordringt, kann die Abkühlung schon vor dem Austritte so weit gehen, daß die überschüssigen Stoffe, z. B. der Leuzit, automorph kristallisieren. Jedenfalls aber kommt es sofort nach dem Ergusse zur Mineralbildung. Der noch im Schmelzflusse befindliche Rückstand des Magmas nähert sich dann als Mutterlauge der frei auskristallisierenden Erstlinge dem eutektischen Punkte und erreicht ihn zumeist auch; doch kann er nicht granitisch erstarren, weil er infolge der raschen Abkühlung eine so hohe Viskosität annimmt, daß die Schaarung der Moleküle zu größeren Kristallen gehemmt wird. Diese Hemmung ist um so schwerer zu überwinden, als der Wasserdampf, der als Flußmittel das Zusammenschießen der Moleküle begünstigt, aus dem Ergusse entweicht, wodurch ja eben das Magma zur Lava wird. Unterdrückt die Viskosität in der Lava jede Kristallisation, so erstarrt die Mutterlauge zu einem Glas; kommt es dagegen zur Bildung winziger Kristallkerne, so erstarrt sie zu einem Aggregat, das dem freien Auge vollkommen dicht erscheint und als Felsit bezeichnet wird. Der Felsit oder das Glas oder auch ein Gemenge von beiden bildet die Grundmasse, und die automorphen Erstlinge, die darin „eingesprengt" sind, heißen Einsprenglinge. Die Struktur, die auf dem Vorkommen von Einsprenglingen in einer dichten Grundmasse beruht, ist die porphyrische. Sie kommt vor allem den Laven (Ergußgesteinen), außerdem aber auch jenen durchgreifenden Eruptivgesteinen zu, die in geringer Tiefe und in nicht sehr mächtigen Stielen und Gängen erstarrten (den Ganggesteinen). Darum hat man diese beiden, nur geologisch auseinander zu haltenden Eruptivgesteinsarten als vulkanische Gesteine zusammengefaßt und den plutonischen, die in großen Tiefen und gewaltigen Massen mit gleichmäßigem Korn erstarrten, gegenübergestellt.

Die glasige Struktur stellt sich dann ein, wenn die Silikatschmelze vor dem Beginne der Mineralausscheidung durch rasche Abkühlung so viskos wird, daß sich die durcheinander gemengten Moleküle der verschiedenen Stoffe überhaupt nicht mehr scharen können, sondern in derselben Verteilung fest werden, die ihnen in der Lösung zukam. Darum darf man ein Glas auch als „feste Lösung" bezeichnen. In durchgreifender Lagerung erstarrt die Lava nur an den abkühlenden Grenzflächen rein glasig, und auch die Ströme und die schlackigen Auswürflinge der Vulkane sind gewöhnlich nur mit einer Glashaut überzogen. Ausnahmsweise kommt es aber doch vor, daß ein ganzer Lavastrom glasig erstarrt.

Die Tiefengesteine.

Die gleichmäßig gekörnten plutonischen Gesteine bilden in Gebieten, die eine starke Abtragung erfuhren, Inseln von rundlichem, länglichem oder auch ganz unregelmäßigem Umriß. Die Ausdehnung dieser Inseln beträgt

Digitized by Google

oft viele Quadratkilometer und die Ränder gehen als Grenzflächen gegen die anstoßenden Gesteine zumeist steil in die Tiefe. Diese durchgreifende Lagerungsform, die nur aus einem keil- oder säulenförmigen Empordringen des Magmas abgeleitet werden kann, wird in dem Abschnitte über die vulkanischen Erscheinungen als Stock näher beschrieben werden. Manche Stöcke gehen an ihrem oberen Ende pilzförmig in die Breite, weil das Magma hier ringsum seitwärts ins Nebengestein eindrang und unter den kuppelförmig emporgetriebenen Hangendschichten zu einem riesigen Laibe aufquoll. Solche intrusive Massen sind, da sie von den durchbrochenen und von den gehobenen Schichten wie von einer Schale umhüllt werden, füglich als Kerne zu bezeichnen. Gilbert brachte für sie im Hinblick darauf, daß sie erst durch die Abtragung ihrer Decke bloßgelegt wurden, den Namen Lakkolith (Grubenstein) auf. Vgl. Fig. 214—18.

Die in Stöcken und Kernen erstarrten granitischen Tiefengesteine sind typische Mineralgruppen, die dem Kieselsäuregehalt nach die folgende Reihe einhalten.[1])

Granit: Quarz, Orthoklas, Biotit.
Syenit: Orthoklas mit Hornblende oder Biotit.
Diorit: Plagioklas mit Hornblende oder Biotit.
Gabbro: Plagioklas, Pyroxen mit oder ohne Olivin.

In den beiden ersten Mineralgruppen, die wegen ihres hohen Kieselsäuregehaltes als saure Gesteine bezeichnet werden, kommen Eisenerze, besonders Magnetit, nur in Spuren vor. In der letzten, basischen Gruppe reichern sich die Erze stark an, während die dritte Gruppe im Eisen- wie im Kieselsäuregehalt zwischen den Extremen vermittelt und daher als neutral gilt. Die folgenden Analysen sollen den chemischen Bestand typischer Vertreter der vier Gruppen zeigen.

	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	F_2O_3	FeO
Granit	67·70	16·08	5·78	3·22	1·65	0·95	5·26	—
Syenit	59·83	16·85	6·57	2·44	4·43	2·61	—	7·01
Diorit	50·56	21·26	0·37	3·61	6·35	4·17	5·59	5·57
Gabbro	48·25	12·44	0·27	0·98	11·34	8·60	17·87	—

Im Gabbro und auch noch im Diorit herrschen dem chemischen Bestande gemäß die dunkeln, kalk-, magnesia- und eisenreichen Gemengteile vor, und der Feldspat ist ein basischer Plagioklas. Der Syenit enthält schon so viel Kieselsäure, daß außer den dunkeln Silikaten der saure Orthoklas entstehen konnte, und zwar in größerer Menge als die dunkeln Mineralien. Im Granit endlich wurde die Kieselsäure bei der Bildung der Silikate nicht mehr verbraucht, sondern auch noch frei als Quarz ausgeschieden. Die blassen Gemengteile herrschen so stark vor, daß das ganze Gestein licht erscheint und durch den schwarzen Glimmer nur gesprenkelt

[1]) Die Kenntnis der wichtigsten felsbildenden Mineralien muß hier vorausgesetzt werden. Wer sie nicht besitzt, sei auf die angeführte elementare Gesteinskunde des Verfassers verwiesen.

Digitized by Google

wird. Das spezifische Gewicht steigt mit dem Eisengehalte. Der Granit hat 2·6—2·7, der Syenit 2·7—2·9, der Diorit 2·8—2·9, der Gabbro 2·9—3·5.

Der Granit. Das vollkristalline, gleichmäßig gekörnte Gestein, aus dem weitaus die meisten intrusiven Kerne und Stöcke bestehen, ist ein vorwiegend xenomorphes Gemenge von Quarzkörnern, Orthoklastafeln und Biotitschuppen. Der rauchgraue, durch zahllose mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse getrübte Quarz ist auch in winzigen Körnchen leicht an dem unebenen, fettglänzenden Bruche zu erkennen. Er bildet in der Regel ein Körneraggregat, das zwischen den übrigen Gemengteilen verflößt ist. Da er das Magma leichter übersättigt als der Feldspat und der Glimmer, hätte er der Theorie nach zuerst und daher in einzelnen automorphen Körnern ausgeschieden werden müssen. In seiner xenomorphen Anlage äußert sich ein Widerspruch, der noch zu lösen ist. Der Orthoklas ist weiß, gelblich oder rötlich und hebt sich durch seine glasglänzenden Spaltungsflächen scharf von dem fettglänzenden Quarz ab. Seine dicken Tafeln sind fast durchweg Karlsbader Zwillinge, was man daran erkennt, daß ihr Querbruch der Länge nach in zwei Streifen zerfällt, deren Spaltflächen in verschiedener Lage spiegeln. Ist neben dem Orthoklas auch Plagioklas vorhanden, so unterscheiden sich die beiden Feldspate gewöhnlich schon durch ihre Färbung. Der Orthoklas pflegt gelblich oder rötlich, der Plagioklas schneeweiß bis grünlich zu sein. Ein sicheres Kennzeichen aber bietet doch nur die feine polysynthetische Streifung, die auf größeren leistenförmigen Querschnitten von Plagioklastafeln oft schon mit freiem Auge wahrzunehmen ist. Der Biotit kommt als Erstling in ziemlich automorphen, dunkelbraunen bis schwarzen, metallisch glänzenden Täfelchen und Schuppen vor.

Der Biotitgranit oder Granitit enthält nur dunkeln Glimmer. Im Hornblendegranit stellen sich statt der Biotittäfelchen schwarzgrüne, rissige Hornblendeprismen ein. Der zweiglimmerige Granit weist neben dem Biotit silberweißen Muscovit auf. Der Muscovitgranit führt nur weißen Glimmer. Der Aplit oder Halbgranit endlich ist ein zuckerkörniges, glimmerfreies oder doch nur mit spärlichen Muscovitschuppen ausgestattetes Quarzfeldspatgemenge. Muscovitgranit und Aplit bilden im Gegensatze zu den anderen Granitarten, besonders zum Granitit, nie ganze Stöcke, sondern nur gangförmige Ausläufer solcher Stöcke und auch gangförmige Nachschübe im Stockgranit selbst. Sie stimmen ferner darin überein, daß ihre Struktur keine Ausscheidungsfolge der Mineralien erkennen läßt. Die Erstarrung erfolgte im ganzen, das Magma war also eutektisch.

Nach der Korngröße unterscheidet man grob-, mittel- und feinkörnige Granite. Zur Ausbildung großer Gemengteile neigt besonders der Muscovitgranit, der als Pegmatit oft aus zollgroßen Tafeln und Körnern besteht. In manchen Pegmatiten wachsen die Gemengteile ins Riesenhafte, so daß z. B. einzelne Feldspattafeln in Steinbrüchen abgebaut werden. Der Orthoklas ist, da er zugleich mit dem Quarz erstarrte, mit diesem oft so verwachsen, daß seine Tafeln quer von Quarzstengeln durchzogen werden, deren krause Querschnitte an hebräische Schriftzüge erinnern (Schriftgranit). Zu den wesentlichen Gemengteilen Quarz, Orthoklas und Muscovit gesellt sich im Pegmatit als Übergemengteil sehr häufig Turmalin. Seine schwarzen, glas-

Digitized by Google

glänzenden Säulen und Nadeln unterscheiden sich von den ähnlich gestalteten Hornblendeprismen durch die feine Längsriefung der Kristallflächen, durch die Quarzhärte, vor allem aber durch den Mangel an Spaltbarkeit. Das Mineral zeigt entweder Kristallflächen oder unebene, matte Bruchflächen. Überdies erscheinen die Turmalinprismen nicht so wie die Hauptgemengteile in gleichmäßiger Verteilung, sondern stets in örtlicher Anhäufung. Strahlige Imprägnationen dieser Art werden als Turmalinsonnen bezeichnet.

An den Rändern und in den gangförmigen Ausläufern mancher Granitstöcke nimmt das sonst gleichmäßig gekörnte Gestein eine Struktur an, die sich der porphyrischen nähert: Große, automorphe Kristalle von Orthoklas, Quarz oder Biotit oder auch von allen dreien sind da in einer Grundmasse eingebettet, die zwar nicht felsitisch, aber doch sehr feinkörnig ist. Das Wachstum der automorphen Mineralien wurde augenscheinlich durch die rasche Abkühlung und Erstarrung der Mutterlauge abgeschnitten, während im Innern des Stockes eine molekulare Aufzehrung des Magmas durch die Kristalle erfolgte. Da die einzelnen Gemengteile dabei schließlich aneinander gerieten, mußten jene, deren Wachstum am längsten anhielt, xenomorph ausfallen. Bisweilen geht die porphyrartige Struktur in die rein porphyrische über: der Rand- oder Ganggranit weist dann keine feinkörnige, sondern eine felsitische Grundmasse auf, ist also überhaupt kein Granit, sondern ein Quarzporphyr. Man trägt jedoch der geologischen Zugehörigkeit in solchen Fällen mit der Bezeichnung Granitporphyr Rechnung.

Untersucht man einen biotit- oder hornblendereichen Granit in einem größeren Aufschlusse, etwa einem Steinbruche, so zeigt sich in der Regel, daß er faust- bis kopfgroße, dunkle, feinkörnige Knollen enthält, in denen die basischen Gemengteile weitaus vorherrschen und die lichten nur durch spärliche Plagioklastäfelchen vertreten werden. Diese bald rundlichen, bald unregelmäßigen basischen Knollen sind im großen ebenso gleichmäßig verteilt wie die Biotittafeln und die anderen Gemengteile im kleinen. Sie entstanden durch die Ballung der dunkeln Mineralien im erstarrenden Magma und werden daher basische Konkretionen genannt. Ihre Bildung beruht auf Sonderungsvorgängen, auf einer „Spaltung" der Silikatschmelze; und auf solche Spaltungen pflegt man auch den wiederholten Wechsel lichter und dunkler Granitlagen zurückzuführen, der den Rändern vieler Stöcke und Kerne eigen ist. Nicht im Bildungsraume des Gesteines ausgeschieden, sondern aus der Tiefe emporgedrungen sind dagegen die im Innern wie an den Rändern der Stöcke vorkommenden Schlieren, d. h. Magmateile von abweichender Zusammensetzung, die bei der Intrusion blattförmig ausgezogen wurden und jetzt parallel zu den Grenzflächen im Hauptgestein liegen. Es gibt sauere und basische, grobkörnige und feinkörnige, dünne und viele Meter, ja über 100 *m* starke Schlieren. Den feinkörnigen basischen Schlieren und Konkretionen gleichen dunkle biotitreiche Gänge, die den Granit und seine Umgebung oft in derselben Weise durchadern wie der weiße Aplit. Diese feinkörnigen dunkeln Ganggesteine heißen Lamprophyre. Sie werden samt den komplementären Apliten aus einer Tiefenspaltung des Magmas abgeleitet. Von den granitischen und granitporphyrischen Ausläufern eines Massivs, den sogenannten Apophysen oder Ramifika-

Digitized by Google

tionen, ist sonach das gespaltene, in Aplit und Lamprophyr zerfahrene „Ganggefolge" zu unterscheiden.[1])

Manche schlierenartige Einschaltung dürfte nicht von einer Spaltung des Magmas, sondern von dessen Veränderung durch das eingeschmolzene Nebengestein abzuleiten und daher als Resorptionsschliere zu bezeichnen sein.

Viele Granitstöcke werden gegen den Rand zu immer ärmer an Biotit und gehen schließlich in saueren Aplit oder auch Pegmatit über; andere dagegen werden nach außen hin basischer. So hat z. B. der Brockengranit im Harz einen breiten Gürtel, in dem er allmählich in Diorit und Gabbro übergeht. Ob in solchen Fällen ursprüngliche Schlieren oder nachträgliche Spaltungen im intrudierten Magma voranszusetzen sind, ist strittig. Erreichen die Randlagen eine Mächtigkeit von 100 *m* und darüber, dann wird man annehmen dürfen, daß die Intrusion mit der Förderung basischer Schlieren begann. Eine andere häufige Randerscheinung ist das Aufkommen eines schieferigen Gefüges. Die tafelförmigen Kristalle, vor allem die Glimmerblättchen, stellen sich senkrecht zur Druckrichtung der Intrusion ein und treten zu schuppigen Häuten zusammen, die das Quarz-Feldspatgemenge parallel zu den Grenzflächen des Stockes oder Kernes durchflasern. Auch die basischen Konkretionen, die zu dünnen Linsen und Fladen ausgewalzt sind, fügen sich der allgemeinen Schieferung. Ein solches Randgestein, dessen Paralleltextur[2]) während der Erstarrung durch den Auftrieb des Magmas hervorgerufen wurde, ist ein Flasergranit. Manche Granitmassive, z. B. die der Zentralalpen, sind aber nicht nur an den Rändern, sondern auch im Innern geschiefert, und zwar so stark, daß ihr Gestein als Gneis bezeichnet und zu den kristallinen Schiefern gerechnet werden muß. Die Paralleltextur dieser Granitgneise ist nicht primär, sondern rührt von dem gebirgbildenden Drucke her, dem das Gestein nach der Erstarrung ausgesetzt war. Die Feldspattafeln sind zerbrochen und verschoben, die Quarzkörner zu „Sandquarz" zerrieben, aus dem Biotit ist als Neubildung Chlorit und aus dem Orthoklas Quarz und Muscovit hervorgegangen. Dieser sekundäre Muscovit ist vorzugsweise dichter Sericit, der als zarter, seidenglänzender Belag die Schieferungsflächen überzieht. Lagenweise, in sogenannten Quetschzonen, die durch starke Verschiebungen bezeichnet werden, ging die Umformung so weit, daß sich der ursprüngliche Granit im Handstücke nicht mehr von einem dünnblätterigen Sericitschiefer unterscheiden läßt. Ein typischer Granitgneis ist der Protogin der Alpen.

Als echtes Durchbruchgestein pflegt der Granit eine Unzahl kleiner und großer gangförmiger Ausläufer aus dem Stocke in das Nebengestein zu jagen und losgerissene, oft halb eingeschmolzene Trümmer der durchbrochenen Felsarten zu umschließen. Kristalline Schiefer sind im Bereiche von Granitmassiven stellenweise durch und durch mit granitischem Stoffe

[1]) Vgl. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, III. 1898.

[2]) Textur ist im Gegensatze zur Struktur eine Ausbildungsweise, die nicht durch die Entstehung der Gemengteile, sondern durch Einwirkungen auf das Magma oder auf das fertige Gestein bewirkt wurde. (Druckschieferung, blasige Textur in einer von Gasen aufgeblähten Schmelze.)

Digitized by Google

getränkt, so daß es nicht möglich ist, die Grenze zwischen dem Stocke und seiner Hülle zu bestimmen. Gleich daneben können Stellen kommen, wo die Gesteinsgrenze haarscharf verläuft. Dichte tonige Schichten, wie Tonschiefer, Mergel und mergelige Kalke, wurden durch die hohe und anhaltende Erhitzung geschmolzen oder doch so erweicht, daß die im Tone vorhandenen Silikate sich molekular absondern und während der langsamen Abkühlung zu Kristallen scharen konnten. Dabei wirkten die aus dem Magma eindringenden Gase als Kristallisatoren, zugleich aber auch als Träger von Stoffen, die dem ursprünglichen Tongestein fehlten. So weisen die häufig vorkommenden Turmaline auf das Einströmen borhaltiger Gase hin. Die molekulare Umwandlung, das Kristallinwerden dichter Gesteine, ist der wichtigste Vorgang bei der Kontaktmetamorphose, die von Tiefengesteinen ausgeht. Die dabei gebildeten Kontaktmineralien (Biotit, Cordierit, Andalusit, Staurolith, Turmalin) und die metamorphen Felsarten, die durch diese Mineralien gekennzeichnet werden, können erst im Zusammenhang mit den sedimentären Gesteinen, aus denen sie hervorgingen, beschrieben werden. Fürs erste haben wir uns nur zu merken, daß diese metamorphen Bildungen die intrusiven Stöcke und Kerne in kilometerbreiten Gürteln (Kontakthöfen) umgeben und daß die Stärke der Metamorphose in diesen Gürteln einwärts in regelmäßiger und sehr charakteristischer Abstufung zunimmt.

Nach der völligen Erstarrung des Magmas verursachte die weitere Abkühlung und Zusammenziehung des granitischen Gesteines Spannungen, die durch das Aufreißen feiner Klüfte ausgeglichen wurden. Diese Klüfte folgen hauptsächlich den Grenzflächen der Granitmassive, also den Flächen, von denen die Abkühlung ausging, und zerlegen daher den Granit in Schalen, die auf dem Scheitel des Stockes oder Kernes ungefähr wagrecht liegen und an den Rändern mit zunehmender Steilheit abfallen. Die Dicke der Schalen, d. h. der Abstand der konzentrischen Klüfte, mißt stellenweise, besonders an den Grenzflächen, kaum eine Spanne, so daß der Granit in Platten zerfällt; im Innern der Massive aber liegen zumeist meterdicke Bänke aufeinander. Senkrecht zu der konzentrisch schaligen Klüftung pflegen noch zwei Kluftrichtungen aufzukommen, die sich rechtwinkelig schneiden; und das Ergebnis dieser dreifachen Klüftung ist eine nahezu quaderförmige „Absonderung“ (Fig. 3). Da die Verwitterung vorzugsweise den Klüften nachgeht und von ihnen aus das körnige Gestein zu Grus zerkrümelt, löst sie die Oberfläche des Massivs in kantengerundete Quadern und polsterförmige Blöcke auf, deren frischer oder doch nur wenig angegriffener Kern in eine stark verwitterte, schalig abblätternde Rinde übergeht. Spült der Regen den Grus aus den Klüften, so bleiben die Blöcke in wirrem Haufwerk liegen. Nur hie und da ragt noch ein Quaderturm oder eine ruinenartige Felsgruppe aus den zerfallenen Trümmern auf. Wo die Verwitterungsstoffe unter dem Schutze einer Pflanzendecke erhalten bleiben, also vor allem im Waldboden, stellt sich ein lichter, mit Quarzkörnern versetzter Lehm — in den Tropen der Laterit — als letzter Rückstand des Granits dar.

Die Altersfrage ist nicht für den Granit im allgemeinen sondern nur

Digitized by Google

Fig. 3. Granitklüftung auf dem Waldstein im Fichtelgebirge.
Nach einer Photographie von Kohler.

für die einzelnen Granitmassive zu stellen. Körnige Tiefengesteine können in der Gegenwart ebensogut erstarren wie in der Urzeit der Erde. Die jetzt zutage tretenden, durch die Abtragung mächtiger Schichtenreihen entblößten Stöcke setzen allerdings zumeist in den ältesten Formationen auf und wurden auch in weit zurückliegenden Zeiten, besonders in der Karbonperiode, intrudiert; in manchen Gebieten sind aber auch sehr junge

Digitized by Google

Stöcke aufgeschlossen, in den Pyrenäen und in den Anden z. B. Granite tertiären Alters.

Die quarzlosen Tiefengesteine. Syenit, Diorit und Gabbro kommen viel seltener vor als der Granit, stimmen aber sonst in allen geologischen Beziehungen vollkommen mit ihm überein. Sie haben dieselben Lagerungs- und Absonderungsformen, dieselben basischen Konkretionen, Schlieren und gangförmigen Nachschübe, weisen dieselben Randerscheinungen auf und durchadern und verändern das Nebengestein geradeso wie der Granit. Die basischen Konkretionen werden um so häufiger, je mehr die dunkeln Gemengteile überhand nehmen. Auch die feinverteilten Erze (Magnetit, Schwefelkies, Kupferkies u. a.) reichern sich manchmal zu abbauwürdigen Massen an. Lagerstätten wie der Blagodat und die anderen Magneteisenberge im Ural sind jedoch keine konkretionären, sondern schlierige Bildungen. Bei der makroskopischen Bestimmung eines quarzlosen Tiefengesteines ist man hauptsächlich auf das allgemeine Aussehen, also in erster Reihe auf das Mengenverhältnis der lichten und dunkeln Silikate, dann aber auf die Unterscheidung von Orthoklas und Plagioklas angewiesen.

Ein granitisches Gemenge von gelblichweißem bis rotem Orthoklas (oder von Orthoklas und untergeordnetem Plagioklas) mit schwarzgrüner Hornblende ist Syenit. Allfällige spärliche Quarzkörner zeigen einen Übergang zum Granit an. Zur Hornblende gesellt sich oft Biotit. Herrscht er vor, so ist das Gestein ein Glimmersyenit. Im Nephelin- oder Eläolithsyenit tritt neben Orthoklas an Stelle des Plagioklas Nephelin auf, aber nicht automorph in hexagonalen Prismen, sondern xenomorph als derber Eläolith. Das Mineral hat Feldspathärte, ist nicht spaltbar und zeigt im Gestein unebene, fettglänzende, quarzähnliche Bruchflächen von grauer, grünlicher, gewöhnlich aber rötlicher Färbung, die von fein verteiltem Eisenoxyd herrührt.

Während im Syenit noch immer die lichten Gemengteile vorherrschen, halten im Diorit die dunkeln den lichten ungefähr die Wage. Das reichlich mit schwarzen Konkretionen ausgestattete Gestein verrät auf den ersten Blick seine höhere Basizität und legt einem damit den Rückschluß auf die plagioklastische Natur des weißen bis grauen — nie gelblichen oder roten — Feldspates nahe. Der normale Diorit besteht aus Plagioklastafeln und Hornblendeprismen. Die Anreicherung von Biotit ergibt den Glimmerdiorit. Tritt auch noch Quarz hinzu, so heißt das Gestein Quarzglimmerdiorit. Hierher gehört der nach dem Tonalepaß benannte Tonalit, der am Südrande der östlichen Zentralalpen eine lange Reihe von Kernen bildet. Er enthält in einem weißen, zuckerkörnigen Quarz-Feldspatgemenge automorphe Biotittafeln und Hornblendesäulen und wäre zu den Graniten zu stellen, wenn der Plagioklas in ihm den Orthoklas nicht so weit überträfe. Im Kieselsäuregehalt steht der Tonalit dem Granit sehr nahe.

Der Gabbro besteht aus Plagioklas und Diallag. Der Feldspat zeigt jedoch in der Regel keine Spaltungsflächen mehr, sondern ist in ein derbes, trübgraues, fettglänzendes Aggregat von mikroskopischen Körnchen und Fasern umgewandelt, das an das Aussehen des Eläoliths erinnert. Der Diallag tritt in dunkeln, grünlichgrauen bis braunen Tafeln auf, die

Digitized by Google

infolge ihrer ausgezeichneten, glimmerartigen Spaltbarkeit ein blätteriges Gefüge besitzen. Weitere Kennzeichen sind der starke Perlmutterglanz der Spaltungsflächen und die geringe Härte. (Das Mineral ist mit der Messerspitze zu ritzen.) In tief basischen Gabbros stellt sich als dritter Gemengteil in glänzenden Körnern der quarzharte, grünlichgelbe Olivin ein, der allerdings gewöhnlich schon in Serpentin umgewandelt ist. Als Übergemengteile sind Biotit und Hornblende häufig. Zum Gabbro sind auch körnige Tiefengesteine zu rechnen, die aus einem basischen Plagioklas und aus gemeinem Augit mit oder ohne Olivin bestehen. Am ärmsten an Kieselsäure und am reichsten an Magnesia und Eisen ist der **Peridotit**, ein körniges Olivingestein mit akzessorischem Biotit, Augit, Diallag. Die Kerne und Stöcke, in denen der Peridotit gleich dem Gabbro erstarrte, sind jedoch sehr oft durch und durch serpentinisiert.

Der **Serpentin**, der überhaupt nur als Umwandlungsprodukt vorkommt, ist ein schmutziggrünes bis schwarzgrünes, dichtes Gestein, das streifig und wolkig abgetönt ist und von seidenglänzenden Adern und Äderchen von lichtem Faserserpentin durchzogen wird. Die Härte ist so gering (3—4), daß sich das Gestein mit dem Messer schaben läßt. Als wasserhaltiges Magnesiasilikat ging der Serpentin aus dem Eisen-Magnesiasilikat Olivin durch den Umtausch des kieselsauren Eisenoxyduls gegen Wasser hervor. Dabei blieb das zu Magnetit oxydierte Eisen in feiner Verteilung im Gestein zurück, wovon die dunkle Färbung der Serpentine herrührt. Dieser Prozeß ist aber nicht etwa eine Verwitterungserscheinung, wie man früher annahm, sondern gehört zu den Wirkungen der Druckmetamorphose. Darum bildet der Serpentin auch nirgends die Verwitterungsrinde von Peridotitstöcken, sondern nimmt oft die größten Stöcke ganz ein, während manche kleinere Intrusionen der Zersetzung entgingen und oberflächlich ebensowenig serpentinisiert wurden wie im Innern.

Die Gang- und Ergußgesteine.

Die vulkanischen Felsarten, denen die porphyrische, unter Umständen aber auch die glasige Struktur eigen ist, bilden einerseits die Laven und Schlackenauswürfe der Vulkane, anderseits die stiel- und stockförmigen Füllungen der Vulkanschlote sowie tafelartig durchgreifende Gänge. Ausnahmsweise erstarrten aber sogar intrusive Kerne in Tiefen von mehreren Kilometern noch porphyrisch, was sich wohl nur mit einer außerordentlichen Wasserarmut des Magmas erklären läßt.

In der entlasteten Lava können sich die überall in kleinen Mengen verteilten Gase ausdehnen. Die Blasen, die dadurch in der erstarrenden Schmelze aufgebläht werden, sind im Innern der Ergüsse zumeist nur winzige Poren; aufwärts aber gewinnen sie, der Druckabnahme gemäß, rasch Erbsen- und Bohnengröße. Diese **blasige Textur** geht auf der Oberfläche, die durch den ausspratzenden Wasserdampf zerfetzt wird, in die **schlackige** über. In jungen Laven sind die Blasenwände nur mit zarten Sublimaten, z. B. mit Eisenglanzschüppchen beschlagen, in alten dagegen wurden die Poren, die Blasen und auch die unregelmäßigen Hohlräume der Schlackenkruste

Digitized by Google

vom Sickerwasser mit den aus der Zersetzung der Lava gewonnenen löslichen Stoffen gefüllt. So ging aus der blasigen die Mandelsteintextur hervor. Die sekretionären Füllungen faust- bis kopfgroßer Blasen werden als Geoden und die Absatzstoffe in den unregelmäßigen Spratzhöhlungen der Kruste als Nester bezeichnet. Ist eine Blase oder eine Schlackenhöhlung nur soweit verstopft, daß die aufgewachsenen Kristalle frei einwärts ragen, so liegt eine Druse vor. Da das kohlensäurehaltige Tagwasser den Gesteinen vor allem den Kalk nimmt, bestehen die Mandeln der blasig erstarrten Laven, besonders der kalkreichen basischen, vorzugsweise aus Kalkspat. Gelöste Plagioklase und Nepheline werden als wasserhaltige Zeolithe ausgeschieden; am häufigsten kommt der Natrolith vor, der in dicht gescharten wasserhellen Kristallnadeln aufwächst. Die Kieselsäure, die bei der Zersetzung der Lava frei wird und in geringen Mengen im Wasser löslich ist, wird als amorpher Opal, als dichter Chalzedon und Achat, aber auch als wasserfreier Quarz (Bergkristall, Amethyst usw.) abgesetzt.

Basische Konkretionen, Schlieren, ein aplitisches und lamprophyrisches Ganggefolge, kurz alle Besonderheiten der Tiefengesteine, die von einer Spaltung des Magmas im Erstarrungsraume oder in größerer Tiefe herrühren, sind den vulkanischen Gesteinen fremd. Auch die vulkanische Kontaktmetamorphose bleibt wegen der schwächeren und viel kürzeren Erhitzung des Nebengesteines weit hinter der plutonischen zurück. Sie äußert sich oft nur in einer oberflächlichen Schmelzung und Glasur. Tone werden durch die Erweichung und glasige Erstarrung ihrer leicht schmelzbaren Teilchen (der Kali-, Kalk- und Eisensilikate, die nachher die Teilchen der feuerbeständigen kieselsaueren Tonerde fest verkitten) ziegelartig gebrannt; doch reicht die Sinterung gewöhnlich kaum eine Spanne, selten über einen Meter weit. Eine molekulare Konzentration zu kristallinen Körnern, wie sie in den plutonischen Kontaktgesteinen zu beobachten ist, kommt nur in Kalksteinen vor, die bisweilen meterweit in fein- bis grobgekörnten Marmor umgewandelt sind.

Unter den Absonderungsformen der Gang- und Ergußgesteine ist die unregelmäßig polyedrische, die das verwitternde Gestein in Bruchstücke von verschiedener Gestalt zerfallen läßt, sehr häufig. Sie kommt dadurch zustande, daß die Kontraktionsklüfte den Gang oder den Lavastrom in allen möglichen Richtungen durchschneiden. Dringt die Klüftung von den Abkühlungsflächen senkrecht in die Lava ein und kreuzen sich zwei oder mehrere Kluftrichtungen so, daß das Gestein in lauter parallele Säulen oder Pfeiler von 4—6eckigem Querschnitt zerlegt wird, so herrscht die prismatische Absonderung. (Fig. 4.) Die Dicke der Prismen beträgt bald nur einige Zentimeter, bald einen Meter und darüber. An den Rändern alter Vulkangebirge, wo die Laven sehr oft bis auf vereinzelte Kuppen und Rücken abgetragen sind, kann die Säulenstellung über die Natur dieser Denudationsreste Auskunft geben. Wagrechte Säulen lassen auf senkrechte Grenzflächen, also auf einen Gang, senkrechte Säulen dagegen auf einen strom- oder deckenförmigen Erguß schließen. In stielförmigen Gängen stellen sich die Säulen ringsum radiär ein und zeigen daher in größeren Aufschlüssen eine büschelförmige Anordnung. (Fig. 5.) Manche Stiele sind gleich den granitisch erstarrten Stöcken

Digitized by Google

Fig. 4. Basaltsäulen des Riesendammes von Irland. Nach Lasaulx.

parallel zu den Grenzflächen, also schalig zerklüftet. Während aber die Tiefengesteine meterdicke Bänke aufweisen, blättern von den Stielen Platten ab, die selten mehr als einen Dezimeter erreichen und bisweilen so dünn werden, daß man sie zum Dachdecken verwenden kann. Ziemlich selten und nur auf angewitterten Flächen sichtbar ist die kugelige Absonderung, bei der die Klüfte sphärisch gekrümmt und konzentrisch sind, so daß sich im Gestein kopfgroße oder noch viel größere schalige Kugeln zusammendrängen.

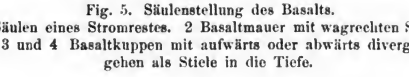


Fig. 5. Säulenstellung des Basalts.
1 Senkrechte Säulen eines Stromrestes. 2 Basaltmauer mit wagrechten Säulen, als Gang zu ergänzen. 3 und 4 Basaltkuppen mit aufwärts oder abwärts divergierenden Säulen gehen als Stiele in die Tiefe.

Der chemischen Zusammensetzung nach bilden die vulkanischen Gesteine eine Reihe, deren Glieder den plutonischen Typen vom Granit bis zum Gabbro entsprechen.

Plutonite	Junge Vulkanite	Alte Vulkanite
Granit	Quarztrachyt	Quarzporphyr
Syenit	Trachyt	Porphyr
Diorit	Andesit	Porphyrit
Gabbro	Basalt	Melaphyr, Diabas

Digitized by Google

Quarztrachyt und Quarzporphyr. Der Quarztrachyt (Rhyolith, Liparit) zeigt in einer dichten, zumeist fein porösen, hellgrauen, gelblichen oder rötlichen Grundmasse häufige oder spärliche Einsprenglinge von Quarz und Feldspat, in der Regel auch Schüppchen von Biotit. Ein ganz kristallfreier Felsit kommt selten vor. Die rauchgrauen Quarzkörner weisen mitunter Flächen der hexagonalen Doppelpyramide auf. Der Feldspat ist Orthoklas, und zwar der den jungen Vulkaniten eigene glashelle, dünntafelige, oft rissig aussehende Sanidin (von sanis = Bret), der gleich dem gewöhnlichen Orthoklas vorzugsweise in Karlsbader Zwillingen auftritt. Die Grundmasse ist größtenteils felsitisch erstarrt und ihre unebenen bis muscheligen Bruchflächen sind daher matt und glanzlos. Unter dem Mikroskop werden im Felsit gewöhnlich auch glasige Teile sichtbar. Ist die ganze Grundmasse glasig erstarrt, was man an ihrem dunkeln und pechglänzenden Aussehen erkennt, so heißt das Gestein Vitrophyr. Fallen aber auch die Einsprenglinge aus, so liegt ein reines Glas, Obsidian oder Pechstein, vor. Der Obsidian, ein wasserarmes Glas, ist rauchgrau bis schwarz, glasglänzend, an scharfen Kanten und in dünnen Scherben durchsichtig; der wasserreiche Pechstein dagegen ganz undurchsichtig und pechglänzend. In der Regel ist nur die Schlackenkruste von Auswürflingen und Ergüssen verglast. Es gibt aber auch starke Ströme, die durch und durch aus Obsidian bestehen. In solchen Fällen muß ein hocherhitztes Magma, in dem sich noch kein Mineral ausscheiden konnte, durch die Abkühlung und infolge seiner Wasserdampfarmut schon beim Ausfluß so viskos geworden sein, daß sich die Moleküle weder zu automorphen Kristallen noch zu einem mikrokristallinen Felsit scharen konnten. Die glasige Erstarrung von Auswürflingen, die vom Wasserdampf schaumig aufgebläht oder zu Fäden ausgezogen wurden, lieferte den weißen oder hellgrauen, seidenglänzenden Bimsstein, der so leicht und luftig ist, daß er sich im Wasser lange schwimmend erhält und daher unter Umständen von Meeresströmungen weithin verschleppt werden kann.

Der Quarztrachyt spielt unter den Laven der tätigen Vulkane eine untergeordnete Rolle; häufiger trat er in der Tertiärzeit auf, doch bleibt seine Verbreitung und die Stärke seiner Ergüsse weit hinter der des Quarzporphyrs, seines Vorläufers in den älteren und ältesten geologischen Perioden, zurück. Hat der Quarzporphyr eine lichtgraue, poröse Grundmasse und einen weißen, glasigen Feldspat, so ist er vom Quarztrachyt nicht zu unterscheiden. Gewöhnlich läßt sich jedoch der Feldspat als dicktafeliger, gelblicher oder roter Orthoklas bestimmen und die Grundmasse pflegt rotbraun und obendrein nicht porös, sondern lithoidisch, d. h. kompakt, steinig zu sein. Diese Beschaffenheit hängt wohl mit der großen Mächtigkeit der Porphyrströme zusammen, die oft zu gewaltigen Decken von der Art der Porphyrtafel Südtirols verschweißt sind. Das Porphyrglas ist zumeist ein schwarzer oder dunkelbrauner Pechstein.

Trachyt, Phonolith, Porphyr. Der Trachyt (Sanidintrachyt) hat eine Grundmasse, die sich mit bloßem Auge nicht von der des Liparits unterscheiden läßt, und darin Sanidintafeln, Biotitschüppchen und manchmal auch Prismen von brauner basaltischer Hornblende. Der Sanidin bildet oft vollkommen entwickelte und sehr große Kristalle. So findet man im Drachenfels

Digitized by Google

des Siebengebirges 5—8 *cm* hohe Karlsbader Zwillinge. Die trachytischen Gläser gleichen denen des Liparits.

Wie der Trachyt dem normalen Syenit, so entspricht der Phonolith dem Nephelinsyenit. Die lithoidische, selten poröse Grundmasse ist grünlich oder grau und durch einen schwachen Fettglanz ausgezeichnet, der von dem mikroskopischen Nephelingehalte herrührt. Auch das häufige Drusenmineral Natrolith und die weiße Verwitterungskruste des Gesteins weisen auf den Nephelin als Bestandteil der Grundmasse hin. Wenn der Nephelin, was nur ausnahmsweise vorkommt, auch Einsprenglinge bildet, so erscheinen seine kurzen Prismen in hexagonalen Quer- und rechteckigen Längschnitten, die einen trübgrauen, quarzähnlichen Kern mit einem sehr charakteristischen, durch mikroskopische Einschlüsse geschwärzten Saume erkennen lassen. Die Hauptrolle spielt unter den Einsprenglingen der Sanidin. Seine glashellen Tafeln lassen gewöhnlich die dunkle Grundmasse durchscheinen und nehmen sich dann selbst dunkel aus, was den Ungeübten leicht irreführt. Von schwarzen Gemengteilen sind oft Augitkörnchen und Hornblendenadeln ausgeschieden. In den tertiären Vulkangebieten Europas kommt der Phonolith vor allem im Böhmischen Mittelgebirge, dann auch in der Rhön, im Hegau und auf dem französischen Zentralplateau vor. Da er zumeist in Stielen und Stöcken aufsetzt, findet man ihn sehr selten glasig erstarrt. Die Stiele zeichnen sich gewöhnlich durch eine dünnplattige Absonderung aus und den Klüften folgt oft eine deutliche Schieferung, die sich aus der gleichsinnigen Einstellung der Sanidintafeln ergab.

Der Porphyr (Orthoklasporphyr oder kurz Orthophyr) ist ein alter Trachyt. Er enthält in einer grauen, grünlichen oder braunroten Grundmasse Einsprenglinge von Orthoklas und manchmal auch von Plagioklas, der sich schon durch seine abweichende Färbung zu erkennen gibt. Biotit- oder hornblendereiche Porphyre pflegen nicht in Strömen und Decken, sondern in dem Ganggefolge von Tiefengesteinen aufzutreten. Die Verbreitung der orthophyrischen Laven ist viel beschränkter als die der quarzporphyrischen.

Andesit, Porphyrit. Der nach den Anden benannte Vulkanit kommt unter den tertiären und rezenten Laven weitaus am häufigsten vor. Der ganze Vulkankranz des pazifischen Beckens, die Sundazone, die vorderasiatischen, endlich die karpatischen Vulkanstriche sind in der Hauptsache andesitisch. Die magnetitreiche Grundmasse des Andesits ist dunkelgrau oder durch Eisenoxyd gerötet, dabei rauh und porös wie die des Trachyts. Der porphyrisch ausgeschiedene Plagioklas bildet im Gegensatz zum trachytischen Sanidin nur kleine Täfelchen, so daß man die Zwillingsstreifung mit freiem Auge selten wahrnimmt. Von dunkeln Gemengteilen ist vornehmlich der Augit in uneben brechenden, mattschwarzen Körnern oder in vollkommenen Kristallen und die Hornblende in Nadeln oder blätterigen Säulen eingesprengt. Die Schlackenkruste andesitischer Ergüsse ist oft zu Pechstein oder Obsidian erstarrt und die explosiven Auswürfe der Andesitvulkane bestehen zum großen Teil aus Bimssteinen.

Durch ausströmende magmatische Gase wurde der Andesit stellenweise stark mit Erzen imprägniert und auch insofern im Mineralbestande verändert, als Augit und Hornblende in feinschuppigen Chlorit zerfielen. Die grüne

Digitized by Google

Neubildung liegt wie Staub in der Grundmasse und auch in den eingesprengten Plagioklasen, so daß das ganze Gestein eine grüne Färbung aufweist. Richthofen hielt diesen veränderten Andesit für eine besondere Felsart und nannte ihn Propylit, weil er glaubte, daß die tertiäre Ausbruchperiode durch dieses Eruptivgestein eröffnet wurde.

Ein Vertreter des Tonalits ist der nach Dacia (Siebenbürgen) benannte Dacit: ein quarz- und biotitreicher Andesit, der sich vom Liparit durch seine dunkle Grundmasse und durch den Plagioklasgehalt unterscheidet. Stellt sich neben dem Plagioklas reichlich Sanidin ein, so geht der Dacit in Liparit über.

Der vortertiäre Andesit heißt Porphyrit. Seine graue oder braunrote Grundmasse ist gleich der des Porphyrs in der Regel nicht porös, sondern lithoidisch. Einsprenglinge bildet der Plagioklas, die Hornblende und der Biotit. Nach dem Vorherrschen des einen oder des andern dunkeln Gemengteiles unterscheidet man Glimmer- und Hornblendeporphyrit. Dem Dacit entspricht der Quarzporphyrit. Sehr glimmer- oder hornblendereiche schwarzgraue bis schwarze Gesteine, die man im Handstücke nur als Porphyrite bezeichnen könnte, kommen in dem lamprophyrischen Ganggefolge von Syenit- und Dioritstöcken vor. Bei der Untersuchung im Felde genügt es, sie als Lamprophyre zu bestimmen und ihre Zugehörigkeit zu einem Tiefengestein nachzuweisen.

Basalt, Melaphyr, Diabas. Der Basalt, der unter allen Eruptivgesteinen am meisten zur Blasen- und Mandelsteintextur sowie zu einer regelmäßigen säulenförmigen Zerklüftung neigt, ist ein schwarzgraues bis kohlenschwarzes, sehr magnetitreiches Gestein, das mitunter ganz kristallfrei, als reiner Felsit erstarrt und dann an seiner dunkeln Färbung, seinem hohen spezifischen Gewichte (2·8—3), seinem muscheligen Bruche, seiner Härte und im Felde an seinen geologischen Merkmalen leicht zu erkennen ist. Pechglänzende Basaltgläser kommen fast nur in der Schlackenkruste von Strömen und Auswürflingen vor. Glasige Lavaströme, wie sie der Trachyt, besonders der Quarztrachyt öfter bildet, sind sehr selten anzutreffen. Der Krater Kilauea auf Hawai hat solche Ergüsse und wirft auch basaltische Bimssteine (rötliche Glasfäden, „das Haar der Göttin Pele“) aus.

Ist der Basalt porphyrisch erstarrt, so sind oft nur die basischen Gemengteile als Einsprenglinge ausgeschieden. Man hat dann darauf zu achten, ob unter den Augitkörnern und allfälligen Hornblendeprismen auch Kristalle und Körner von grüngelbem Olivin auftreten oder ob der Basalt olivinfrei ist.[1]) Weiter kann man in der makroskopischen Bestimmung des Gesteins nur dann gehen, wenn auch die lichten Gemengteile zum Vorschein kommen. Je nachdem der Plagioklas allein oder mit Nephelin oder mit Leuzit eingesprengt ist oder durch eines dieser beiden feldspatartigen Mineralien ersetzt wird, lassen sich mehrere, allerdings durch Übergänge verbundene Basalttypen unterscheiden.

[1]) In manchen Basalten bildet der Olivin nicht nur vereinzelte Körner, sondern auch körnige, zumeist Augit und Magnetit führende, knollenförmige Aggregate, die nur als basische Konkretionen gedeutet werden können. Sie entsprechen im Bestande wie in der Struktur dem Peridotit.

Digitized by Google

Feldspatbasalt: Plagioklas, Augit, Olivin. (Neben Augit oft Hornblende, auch Biotit. Olivinfreier Basalt selten.)
Nephelinbasalt: Nephelin, Augit, Olivin.
Nephelinbasanit: Plagioklas, Nephelin, Augit, Olivin.
Nephelintephrit:[1]) Nephelinbasanit ohne Olivin.
Leuzitbasalt: Leuzit, Augit, Olivin.
Leuzitbasanit: Plagioklas, Leuzit, Augit, Olivin.
Leuzittephrit: Leuzitbasanit ohne Olivin.

Ein ganz basischer Basalt, aus dessen pechglänzender glasiger Grundmasse kein lichtes Mineral, sondern nur Augit und Olivin auskristallisierten, wird nach der Limburg im Kaiserstuhl als Limburgit bezeichnet.

Die angeführten Basaltarten lassen sich makroskopisch nicht immer bestimmen. Am seltensten ist der Nephelin sichtbar; doch verrät ihn, wenn er reichlich in der Grundmasse vorkommt, die weiße Verwitterungskruste und wohl auch das Drusenmineral Natrolith. Feldspat und Leuzit sind häufig auskristallisiert. Der eine bildet dünne Tafeln, die in frischem Zustande die dunkle Grundmasse durchscheinen lassen, der andere bald winzige weiße Körnchen, bald große „Leuzitoeder" von quarzähnlichem Bruch und Fettglanz. So sind die Vesuvlaven ohne weiteres als Leuzitbasanite und Tephrite und die Ätnalaven als Feldspatbasalte zu bestimmen.

Ein Basalt, in dem die Einsprenglinge auf Kosten der Grundmasse so überhandnehmen, daß sich die porphyrische Struktur der körnigen nähert, heißt Dolerit (von dolerós, trügerisch). Solche Gesteine kommen in mächtigen Stielen vor und bilden den Übergang zu den gabbroiden Tiefengesteinen.

Der Melaphyr, dessen Ströme und Decken besonders den karbonischen und permischen Schichtenreihen eingelagert sind, ist nichts als ein alter und daher stark verwitterter Basalt. Das Gestein hat, wenn man es durch Anhauchen befeuchtet, einen auffallenden Tongeruch, fühlt sich erdig an und ist nicht mehr schwarzgrau oder schwarz, sondern schmutzig graugrün bis braun. Da die ausgelaugten Zerfallstoffe in den Dampfblasen abgesetzt wurden, ist die Mandelsteintextur sehr verbreitet. Die Mandeln und Nester bestehen in der Regel aus einer Rinde von feinschuppigem Chlorit (Grünerde) und aus Kalkspat. Aber auch Sekretionen von Achat und Quarz kommen vor. Ein wenig verwitterter Melaphyr ist von einem Basalt nicht zu unterscheiden.

Noch älter als der Melaphyr ist der Diabas. Er bildet schon in den untersten Lagen der paläo- und protozoischen Sedimente mächtige Ergüsse. Kennzeichnend ist die grüne Färbung durch den alles durchdringenden Chloritstaub, der aus dem Zerfall des Augits hervorging. Der obsolete Name Grünstein war demnach nicht unberechtigt. Die Grundmasse hat kein felsitisches, sondern ein erdiges Aussehen, die automorphen Plagioklasleisten sind mit grünen Chloritschüppchen erfüllt oder in ein derbes, körnig-faseriges Aggregat umgewandelt und vom Augit sind, wenn er nicht ganz zu Chlorit

[1]) Von tephra, Asche. Die Tephrite sind nicht schwarz, sondern aschgrau.

Digitized by Google

zerfiel, nur unregelmäßige dunkle Körner und Flecke übrig geblieben. Wo Feldspat und Augit halbwegs erhalten sind, nimmt der xenomorphe Augit die Lücken der zuerst ausgeschiedenen automorphen Plagioklasleisten ein. Dem Olivinbasalt entspricht der Olivindiabas, dessen Olivinkörner allerdings sehr oft zersetzt sind. Granitisch struierte Plagioklas-Augitgesteine mit oder ohne Olivin gehören zu den Gabbros und sollten nicht mehr als Diabase bezeichnet werden. Ganz dichte Grünsteine, sogenannte Aphanite, erweisen sich oft durch ihre Mandelsteintextur als echte Laven.

Vulkanische Tuffe. Die Lava, die in der Mündung des Vulkanschlotes durch den entlasteten und explodierenden magmatischen Wasserdampf zerfetzt und zerstäubt wird, bildet die losen „Auswürflinge", die der Größe nach in Blöcke, Bomben, Lapilli, Sande und Aschen zerfallen. Die Blöcke, deren Volumen einen Kubikmeter erreichen und weit übersteigen kann, bestehen zumeist aus einem felsitischen oder porphyrischen, dem Gestein der Ströme entsprechenden Kerne und aus einer glasigen Schlackenkruste. Die Bomben sind unregelmäßig gestaltete Schlacken oder dünne Fladen, die erst im Fluge erstarrten und in ihrer Form oft noch die Wirkung des Luftwiderstandes erkennen lassen. Kamen sie rotierend herab, so wurden Birnen und Keulen mit rohen Spiralen aus ihnen; legten sie sich dagegen lappenartig zur Falte zusammen, so erinnern sie an klaffende oder geschlossene Muscheln. Fladen, die noch glühend und bildsam auffallen, erstarren als Abklatsch der getroffenen Gegenstände und wenn sie in großer Menge ausgeworfen werden, bilden sie wohl auch fest verschweißte Haufwerke. Auswürflinge von Hasel- bis Walnußgröße heißen nach einer von den Umwohnern des Vesuv gebrauchten Bezeichnung Lapilli. Ein sandiger Auswurf besteht aus Lavabröckchen, Glastropfen und Glassplittern, formvollendeten Kristallen und Kristallkörnern von Olivin, Augit, Hornblende, Leuzit, Feldspat und anderen Mineralien. In der vulkanischen Asche werden die Glas- und Kristallsplitter so winzig, daß sie nur mikroskopisch bestimmt werden können.

Sande und Schlacken sind — ganz abgesehen von ihrer Färbung — selten so kristallarm, daß ihre Zugehörigkeit zu basaltischen, trachytischen oder liparitischen Laven zweifelhaft bliebe. Nur bei augit- und hornblendereichen, aber olivinfreien Auswürfen stößt die Entscheidung, ob das Magma basaltisch oder andesitisch war, im Felde auf Schwierigkeiten. Fanden gleichzeitig Ergüsse statt, so hält man sich an diese, kam es aber nur zu Auswürfen, so muß man sich auf die Natur des Vulkans verlassen. Weitaus die meisten Vulkane sind homomagmatisch. Der Vesuv liefert nur Leuzitbasanite — höchstens Basanite, die in Tephrit übergehen — und der Ätna nur Feldspatbasalte.

Die Auswürfe, die den Vulkan erhöhen oder sich in dessen Umgebung ansammeln, werden unter der Einwirkung des Sickerwassers durch sekretionäre Vorgänge allmählich zu einem Tuffe, d. h. zu einem mürben, tonig grusigen, bald mit Bimssteinbrocken, bald mit Schlacken, in der Nähe der Ausbruchstelle auch mit Bomben und Blöcken gespickten Gesteine verfestigt. Die gröbsten Brockentuffe entstehen in den Mündungen der Vulkanschlote, die durch die zurückfallenden Auswürflinge verstopft wurden. Andere Tuffe

Digitized by Google

sind im Bereiche küstennaher oder auch submariner Vulkane als schlammig sandiger Bodensatz entstanden, und auch Süßwassersedimenten können solche Schlammtuffe eingeschaltet sein. Da die subaerischen Trockentuffe infolge des wechselnden Absatzes feiner und grober Auswürfe eine deutliche Schichtung aufzuweisen pflegen, sind sie oft schwer von gehobenen marinen und limnischen Tuffen zu unterscheiden. Es kommt dabei auf die organischen Einschlüsse und auf die Wechsellagerung mit gewöhnlichen Sedimenten an.

Von derselben Zusammensetzung wie ein gewöhnlicher feinerdiger Schlammtuff, aber ungeschichtet, ist der Traß. Er erhärtete aus Schlammströmen, die durch heftige vulkanische Platzregen muhrenartig von den Vulkanhängen herabgewälzt wurden.

Die Porphyr-, Melaphyr- und Diabastuffe, die mit den dazugehörigen Laven in vortertiären, zumal paläozoischen Formationen eingeschaltet sind, lassen sich im Handstücke oft schwer bestimmen. Ihre ursprünglichen Gemengteile sind stark zersetzt, und das ganze Gestein hat unter dem Drucke der hangenden Schichtenreihen oder gar unter gebirgbildenden Stauungen weitgehende Umbildungen erfahren. Der Untersuchung im Felde kommen allfällige Einschlüsse größerer, gut bestimmbarer Auswürflinge und auch die Verbindung der Tuffe mit Laven zustatten.

2. Die Absatzgesteine.

Die Absatzgesteine oder Sedimente sind nach der Herkunft ihrer Bestandteile minerogen, phytogen oder zoogen. Die minerogenen zerfallen wieder in die klastischen oder Trümmergesteine, die aus dem Schutte älterer Gesteine bestehen und in Mineralstoffe, die aus Lösungen gefällt wurden.

Die klastischen Gesteine.

Verwitterung, Wind und Regen, Wasserläufe und Gletscher, endlich die Brandungswelle arbeiten unablässig an der Zertrümmerung der anstehenden Gesteine. Was die Verwitterung — also die Wirkung der Hitze und des Frostes, der Luft, des Sickerwassers und auch des Pflanzenlebens — an Zerfallstoffen liefert, wird von den übrigen Kräften samt dem Schutte, den diese Kräfte selbst schaffen, fortbewegt und in bezeichnender Weise bearbeitet. Der Wind rollt alle Gesteinsbröckchen, die ihm nicht standhalten, so lange ab, bis sie zu Staub zerrieben sind oder bis von ihnen nichts als harte Quarzkörner übrig bleiben. Die zu winzigen Dimensionen abgerollten Körnchen und die aus leichter abnutzbaren Stoffen wie Kalk, Glimmer, Feldspat usw. bestehenden feinsten Teilchen wirbelt er als Staub in die Ferne, während er den Quarzsand über den Boden fortrollt, die härtesten Felsen damit angreift und vereinzelte Gesteinsbrocken durch Facettenschliff in „Kantengerölle", zumeist Zwei- und Dreikanter, verwandelt. Die Bruchstücke, die von Wasserläufen entführt werden, stoßen vorerst ihre Kanten ab und gehen allmählich infolge der Reibung am Bette und aneinander aus grobem Schotter in flache, linsenförmige Geschiebe über. Wo das Gefälle so tief erniedrigt wird, daß die Stoßkraft des Wassers nicht mehr hinreicht,

Digitized by Google

den Sohlenschutt weiterzubringen, wird nur noch der Rückstand der zerriebenen Geschiebe, der aus Quarzkörnern bestehende Sand, fortgerollt.[1]) Die feinsten Zerfallstoffe aber treiben als Flußtrübe dahin. Die Scheuersteine, die das Gletschereis in der Grundmoräne zuschleift, zeigen im Gegensatze zu den Flußgeschieben bald ebene, bald bauchige, aber immer als unregelmäßige Facetten angelegte Schlifffläche mit wirr durcheinander laufenden Kritzen und Schrammen in der Politur. Im großen ist die ungeseigerte Vermengung der Scheuersteine mit grusigem und tonigem Zerreibsel bezeichnend. Die von der Brandung bearbeiteten Strandgerölle unterscheiden sich von allen Geschieben durch ihre kugel-, ei- oder walzenförmige Abrollung.

Schutt, Geschiebe, Gerölle, Sand, Staub und Schlamm werden erst durch die Verkittung der Teile und Teilchen zu Gesteinen. Der einfachste Kitt ist ein durch Austrocknung erhärtender Schlamm. Je nach der Schlammart kann das Bindemittel rein tonig oder mergelig (kalkigtonig) oder eisenschüssig (stark mit Brauneisen versetzt und daher rostig gefärbt) sein. Fest verkittet aber werden trockenliegende Haufwerke, z. B. Sande, nur durch die kalkigen oder kieseligen Ausscheidungen des Sickerwassers, also auf sekretionärem Wege. Ein kalkiges Bindemittel ist, ob es nun dicht oder spätig erscheint, an der geringen Härte und an dem Aufbrausen unter einem Tropfen verdünnter Salzsäure zu erkennen, und ein kieseliges verrät sich durch die Härte 7 und den Fettglanz. Marine Sedimente, die auf sinkenden Teilen der Erdrinde zu sehr großer, oft mehrere Kilometer erreichender Mächtigkeit anwachsen, dürften nicht erst nach ihrer Hebung und Trockenlegung, sondern schon in der Tiefe verfestigt werden. Der hohe Druck wirkt an sich verdichtend. Begünstigt von der Erdwärme, die unter den kalten Meeresböden rasch zunimmt, kann er obendrein mit Hilfe des Wassergehaltes der Sedimente molekulare Änderungen und mineralische Neubildungen hervorrufen, die den unveränderten Teilchen Halt geben.

Nach der Größe der zusammengebackenen Bruchstücke zerfallen die klastischen Gesteine in Konglomerate oder Psephite, Sandsteine oder Psammite und Tongesteine oder Pelite.

Konglomerate. In den Konglomeraten nehmen die Trümmer älterer Gesteine oft riesige Dimensionen an. Die untere Grenze, der Übergang in den Sandstein, wird etwa durch erbsengroße Körner bezeichnet. Bei der Untersuchung eines Konglomerats hat man auf die Herkunft der Einschlüsse — z. B. Quarz-, Granit-, Basalt-, Kalk- oder gemischtes Konglomerat — auf die Beschaffenheit des Bindemittels, vor allem aber darauf zu achten, ob die Art, wie die einzelnen Bruchstücke bearbeitet sind, nicht die Entstehung des Konglomerats aufklärt. Glatte Kantengerölle können nur in Wüstenschutt, echte Scheuersteine nur in einer Grundmoräne (Blocklehm) und flache Geschiebe nur in Flußschottern vorkommen. Es gibt aber auch fluviale Rollstücke, die von Strandgeröllen nicht zu unterscheiden sind. In solchen Fällen hat man sich an die Verbreitung, die Lagerung, überhaupt an die geologischen Ver-

[1]) Unter den Quarzkörnern finden sich winzige Brückchen von Granat, Turmalin, Zirkon u. a. schwer zerstörbaren Mineralien. Sande mit Edelsteinen oder Erzkörnern heißen Seifen (Gold-, Zinnsteinseifen usw.).

Digitized by Google

hältnisse des ganzen Sediments, besonders an dessen Übergang in fossilführende Lagen zu halten.

Sind die Bruchstücke (wie in Muhren und Schutthalden) nur an den Kanten abgestoßen oder ganz roh, so wird das Konglomerat zur Breccie. Hierher gehören, wenn auch nicht geologisch so doch petrographisch, die Reibungsbreccien. Sie gingen längs großer Störungen der Erdrinde aus der Zertrümmerung und Zermalmung der aneinander verschobenen Gesteine hervor und wurden sekretionär verfestigt. Brecciös durch und durch — nicht nur längs Verschiebungsflächen — sind spröde Dolomite und Kalke, die durch gebirgbildende Stauungen zertrümmert und nachher durch sekretionäre Kalkspatadern wieder zusammengekittet wurden.

Sandsteine. Die abgerollten oder nur kantengerundeten Quarzkörner der Sandsteine bleiben unter Erbsengröße; manchmal aber sind sie so fein wie Staubkörner. In winzigen Schüppchen ist sehr oft Muscovit eingestreut. Auch Granat, Turmalin und andere resistente Mineralien kommen vor. Quarzkörner, mehr oder weniger zersetzte Feldspatbrocken und Glimmerschuppen enthält die Arkose, ein grober, in Konglomerate übergehender Sandstein, der aus Granitgrus erhärtete. Weiche, leicht bearbeitbare Sandsteine haben zumeist ein toniges Bindemittel, das man beim Anhauchen an dem starken Tongeruche erkennt. Sehr hart sind die kieseligen (quarzitischen) Sandsteine, in denen die Kieselsäure entweder als dichter Hornstein oder als kristallographisch orientierter, die einzelnen Quarzkörner ausbauender Quarz abgesetzt wurde.

Ein kalkiger Kitt kann dicht oder kalzitisch sein, ein eisenschüssiger aus Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd bestehen, also den Sandstein rot oder rostig färben. Tonige und mergelige Bindemittel sind bisweilen durch Bitumen oder auch durch fein verteilten kohligen Stoff geschwärzt. In dem grünen Glaukonitsandsteine endlich sind schießpulverartige Glaukonitkörnchen eingestreut. Dieser feinerdige chloritartige Stoff, ein wasserhaltiges Silikat von Tonerde, Eisen und Kali, schlägt sich auf dem Meeresboden in den Foraminiferenschalen nieder, aber nur in dem Gürtel, der den Übergang des litoralen sandig-schlammigen Sediments in den organischen Kalkschlamm der pelagischen Räume bezeichnet. Der Glaukonit ist also festländischer Herkunft und wird in den zarten Kalkschälchen durch die Zerfallstoffe der organischen Substanz aus dem Seewasser gefällt. Aus sublitoralem Glaukonitsande, wie er jetzt noch entsteht, müssen alle Glaukonitsandsteine hervorgegangen sein. Man hat diese grünen Sandsteine in den verschiedensten Formationen, am häufigsten aber in der Kreide angetroffen.

Ob ein Sandstein aus Fluß-, Meeres- oder Wüstensand hervorging, ist wohl in den meisten Fällen, aber doch nicht immer leicht zu entscheiden. Ein glaukonitischer Sandstein ist unbedingt marin. Ein glaukonitloser litoraler Sandstein muß durch Fossilfunde als marines Sediment beglaubigt werden. Fluviale Sandsteine sind fossillos oder führen doch nur sehr spärliche Reste von Land- oder Süßwasserorganismen. Da die Fluß- wie die Meeressande nie ohne Schlamm abgesetzt werden, haben die aus ihnen erhärteten Sandsteine zumeist ein toniges oder mergeliges Bindemittel. Der Wüstensand dagegen, aus dem der Wind fast allen Staub herausbläst, ist

Digitized by Google

ziemlich reiner Quarzsand. Er erscheint obendrein sehr oft rötlich bis karminrot, weil jedes Sandkorn eine dünne Haut von Eisenoxyd trägt. Dieser feine Überzug kann ebenso wie die braune Schutzrinde der Wüstenfelsen nur aus kapillar aufgestiegenen, durch die Erhitzung der Oberfläche hervorgelockten Lösungen niedergeschlagen worden sein. Walther[1]) hält es für wahrscheinlich, daß die gelösten Eisensalze aus den Quarzkörnchen selbst stammen. Sie können aber von der zeitweilgen Dünenfeuchtigkeit auch dem Tonstaube entnommen werden, der dem äolischen Sande wenigstens in Spuren beigemengt ist.

Jedenfalls sind alle regional verbreiteten versteinerungslosen, tonarmen, roten Sandsteine leichter aus Wüstensand als aus anderen Sanden abzuleiten, zumal wenn sie nicht regelrecht geschichtet sind, sondern die sogenannte Kreuzschichtung aufweisen. Diese den Dünen eigene, durch einen streifigen Wechsel grober und feiner Sandlagen bewirkte Schichtungsart kommt dadurch

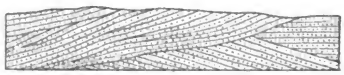


Fig. 6. Kreuzschichtung von Sanden und Sandsteinen.

zustande, daß der Wind den Sand bald auf dieser, bald auf jener Seite anwirft und so die Schichtung selbst auf kleinem Raume sprunghaft stört. Ein Sandstein mit dieser Kreuzschichtung oder „diskordanten Parallelstruktur" sieht dann aus, als ob er aus einzelnen gegeneinander verschobenen Schollen bestände. Die Einschaltung dünner, blattförmiger Tonlagen rührt von einem zeitweiligen Niederschlage feinen Staubes her, und auch das Vorkommen vereinzelter, durchschnittlich nuß- bis faustgroßer Toneinschlüsse, der sogenannten Tongallen, verträgt sich nach den Beobachtungen Walthers in der Turkmenenwüste sehr gut mit der äolischen Bildungsweise eines Sandsteins.[2]) Jeder Regenfall spült von den Dünen Staubteilchen ab, deren Niederschlag die Vertiefungen zwischen den Dünen mit Tonrinden überzieht. Der austrocknende Ton rollt sich hobelspanartig ein und die einzelnen Tonrollen werden vom Winde wieder auf die Dünen getrieben, mit Sand bedeckt, durch den nächsten Regen erweicht und so in Tongallen verwandelt.

Bezeichnend für den Flugsand sind endlich die dichtgescharten parallelen Rippelmarken: winzige, senkrecht zur Windrichtung verlaufende Sandwellen; und solche Rippelmarken sind auf den Schichtflächen äolischer Sandsteine sehr oft noch ganz deutlich zu erkennen.

Die fluvialen und die marinen Sandsteine sind zumeist regelrecht geschichtet, bald in dicken Bänken, bald in dünnen Tafeln. Zwischen den Schichten liegen Tonblätter oder feine Einschaltungen, die aus parallelen Glimmerschuppen bestehen. Grob gebankte Sandsteine, wie die der Sächsischen Schweiz, werden in der Regel gleich dem Granit von zwei rechtwinkelig gekreuzten senkrechten Kluftsystemen durchschnitten und in mäch-

[1]) Das Gesetz der Wüstenbildung, 1900, S. 25.
[2]) Walther, a. a. O. 128.

Digitized by Google

Fig. 7. Quadersandstein der Adersbacher Felsen. Nach einer Photographie von Eckert.

tige Quader zerlegt (Quadersandstein). Das Kluftnetz erinnert an die Sprünge einer durch Torsion gesprengten Glasplatte und wurde daher von Daubrée auf schwache Verbiegungen ausgedehnter und mächtiger spröder Schichtentafeln zurückgeführt.[1]) Je älter ein Sandstein ist, desto weiter pflegt seine Verfestigung fortgeschritten zu sein. In den ältesten Formationen, bis zum Karbon herauf, kommen Sandsteine und auch Konglomerate vor, die von den jüngeren Sedimenten dieser Art als Grauwacken abgesondert werden. Sie bestehen aus einem grünlich oder bräunlich grauen, feinkörnigen, zumeist kieselig verkitteten Zerreibsel, in dem Fragmente von Quarz, Feldspat, aber auch Gesteinsbröckchen (besonders Kieselschiefer, Quarzit, Tonschiefer) eingebacken sind. Sehr feinkörnige und glimmerreiche Grauwacken werden durch die parallele Lagerung der Muscovitschüppchen geschiefert und gehen in dichte Tonschiefer über.

Tongesteine. Der Ton, aus dem die verschieden gefärbten und ungleich gehärteten Tongesteine hervorgehen, ist entweder der Rückstand vollständig verwitterter tonerdereicher Gesteine[2]) oder der feinste, mehlartig zerriebene Schutt solcher Felsarten. Das fließende Wasser und die Brandungswelle bereiten diesen Schutt als Schlamm, der Wind als Staub, der Gletscher als Grundmoräne auf. Der Hauptbestandteil des Tones ist das Tonerdesilikat,

[1]) Synthetische Studien zur Experimentalgeologie, 1880, S. 236 u. f.

[2]) Das Ziel der Verwitterung ist die Zersetzung der Gesteine in lösliche, entführbare Stoffe und in einen Lösungsrückstand. Vgl. im letzten Teile den Abschnitt über die chemische Verwitterung.

Digitized by Google

ein ungemein feuerfester Stoff, der so schwer schmilzt wie Platin. Neben der kieselsauren Tonerde kommen aber, wenn auch nur in geringen Mengen, Silikate von Kali, Magnesia, Kalk und Eisen vor, die leicht schmelzen und dann durch ihre glasige Erstarrung die feuerfesten Teilchen verkitten, d. h. den Ton sintern lassen. Alle Tone nehmen begierig Wasser auf — bis zu 70% — und werden dabei bildsam. Von der starken Hygroskopie rührt auch das bekannte Merkmal her, daß der Ton an der Zunge klebt.

Der reinste Ton ist der schneeweiße Kaolin, ein wasserhaltiges Tonerdesilikat, das aus mikroskopischen Schüppchen besteht und den Rückstand von Feldspaten und feldspatreichen Gesteinen (Granit, Quarzporphyr) darstellt. Bezeichnenderweise kommt der Kaolin nie auf der verwitterten Oberfläche von Granitstöcken vor. Er bildet vielmehr, wie in Bergbauen beobachtet wurde, in großen Tiefen, mitten im frischen Granit, und zwar besonders in Pegmatitgängen, Nester und Nesterreihen. Die Kaolinisierung ist daher keine Verwitterungserscheinung, sondern nach Rösler eine Zersetzung durch magmatische Gase, bei der die Feldspate ihre Alkalien und ihren Kalk einbüßten.

Ein unzweideutiges Verwitterungsprodukt ist der Lehm, der an Ort und Stelle aus der von den Atmosphärilien angegriffenen und zersetzten Oberfläche der verschiedensten Silikatgesteine hervorgeht. Er wird durch Eisenhydroxyd gelb bis braun gefärbt, ist reich an Quarzkörnchen, fühlt sich daher nicht mild, sondern rauh und „mager“ an und zerfällt im Wasser in Brocken statt die Bildsamkeit des reinen Tones anzunehmen. Im Gegensatz zum Kaolin enthält der Lehm außer dem Tonerdesilikat auch Silikate von Eisen, Kalk und Kali, also Nährsalze für das organische Leben. In den Tropen liefert die chemische Verwitterung einen ziegelroten und darum als Laterit (later, Ziegel) bezeichneten Lehm. Die auffallende rote Färbung, die selbstverständlich auf einem verminderten Wassergehalte des Eisenoxyds beruht, muß irgendwie mit dem Tropenklima zusammenhängen. Man vermutet, daß dabei die salpetrige Säure, die sich infolge der heftigen Gewitter in der Luft anreichert, in Frage kommt. Vereinzelte Analysen stellten den Laterit nicht als ein Silikat von Tonerde, Kali usw., sondern als wasserhaltige, mit Eisenoxyd vermengte Tonerde hin. Den wenigen Stichproben, die bisher vorliegen, darf jedoch nach Weinschenk[1]) schon deshalb keine allgemeine Bedeutung zugestanden werden, weil der Laterit als unerschöpflicher Nährboden der Tropenwälder ebenso reich an Nährsalzen sein muß wie unser Lehm.

Durch eisenarme, lichte Stellen wird der Laterit oft gefleckt; und da die blassen Teile weicher sind und der Regenspülung rascher erliegen, gewinnt der Tropenlehm leicht ein schlackenartiges Aussehen.

Aus dem fein zerriebenen Schlamme, der in Stromländern geschichtet und im litoralen Gürtel der Meeresräume sehr oft ungeschichtet abgesetzt wird, gehen licht- bis blaugraue Tone hervor, die mit winzigen Muscovitschüppchen, Quarzkörnchen und mikroskopischen Splittern von Feldspat, Turmalin, Granat, Zirkon usw. erfüllt sind. Kohlige und bituminöse Stoffe

[1]) A. a. O. 65.

Digitized by Google

schwärzen den Ton, Glaukonitkörnchen färben ihn grün, Eisenoxyde je nach ihrem Wassergehalt rot oder rostig. Feinverteilter kohlensaurer und schwefelsaurer Kalk, Eisenkies und Eisenspat bilden häufig knollige Konkretionen, der Gips und der Eisenkies auch Kristalle und Kristallgruppen.

Eine Mischung von Ton- und Kalkschlamm, wie sie an der fließenden Grenze zwischen dem litoralen Gürtel und dem Globigerinenschlamme der Tiefsee vorliegt, liefert den Mergel. In erhärtetem Zustande läßt sich der Mergel zwar nicht mehr wie ein Ton schneiden, aber doch viel leichter schaben als ein Kalkstein. Vom Ton unterscheidet er sich außerdem durch die Kohlensäureentwicklung unter Salzsäure und vom Kalk durch den erdigen Bruch und den Tongeruch beim Anhauchen. Die meisten Mergel sind lichtgrau. Durch Glaukonit werden sie grün, durch Bitumen schwarzgrau bis schwarz gefärbt.

Der rote Tiefseeton, von dem in dem Abschnitte über die marine Sedimentation ausführlicher die Rede sein wird, ist ein zäher braunroter Schlamm, der hauptsächlich aus der Zersetzung vulkanischer Aschen hervorging und sonach zu den Tuffen gehört. Er weist häufig Konkretionen von Manganoxyden auf, die Haifischzähne zu umschließen pflegen, und nimmt so langsam zu, daß sich der Meteoritenstaub zu erheblichen Mengen anreichern kann.

Der glaziale Block- oder Geschiebelehm ist als ursprüngliche Grundmoräne ein mit Scheuersteinen und Grus vermengter, etwas mergeliger Ton, der an Stellen, wo die Geschiebe überhandnehmen, in ein Konglomerat mit tonigem Bindemittel übergeht.

Der Löß — in Europa eine spätdiluviale Bildung — geht in Steppenländern aus dem Niederschlage von Staubstürmen hervor, der von den Gräsern und Kräutern festgehalten wird. Er unterscheidet sich daher von dem dichten Lehm durch sein poröses Gefüge und durch die von den Gräserwurzeln herrührenden senkrechten Röhrchen. Die lichtgelbe, mürbe, mager anzufühlende Erdart besteht aus winzigen Quarzkörnchen und Tonstäubchen, denen in feiner Verteilung Kalk und Brauneisen beigemengt sind. Der Kalk wurde vom Sickerwasser teilweise gelöst und in den Wurzelröhrchen abgesetzt oder auch zu knolligen Konkretionen (Lößpuppen) zusammengetragen. Im Gegensatze zum Lehm ist der poröse Löß wasserdurchlässig und die röhrige Struktur begünstigt den Abbruch in senkrechten Wänden. Charakteristisch ist das häufige Vorkommen kleiner, zarter Landschneckengehäuse, wie Pupa muscorum, Succinea oblonga und Helix hispida (Lößschnecken). Vgl. Fig. 158.

Tone kommen im allgemeinen nur in jüngeren Schichtenreihen vor, deren flache Lagerung noch nicht durch gebirgbildende Stauungen gestört wurde. Unter diesen Umständen erhielt sich der gewöhnliche weiche Ton ausnahmsweise auch in sehr alten Formationen, z. B. in dem flach gelagerten Kambrium der russischen Ostseeprovinzen. Gewöhnlich aber bewirkt schon der Druck aufgelagerter Sedimente die Umwandlung des Tones in Schieferton, der den Schichtflächen nach so stark geschiefert ist, daß er sich leicht in Platten oder sogar in dünne Blätter spalten läßt. Die Ablösungsflächen zeigen oft einen feinen Belag paralleler Muscovit-

Digitized by Google

schüppchen. Das Gestein ist zwar etwas fester als der ungeschieferte Ton, läßt sich aber noch immer mit dem Messer schneiden. Kohlige Teilchen oder Bitumen schwärzen den lichtgrauen bis gelblichen Schiefer. Der tiefschwarze Brandschiefer ist so bituminös, daß er Feuer fängt und brennt, ohne jedoch in Asche zu zerfallen. Ein kalkreicher Schieferton wird als Mergelschiefer, ein mit Quarzkörnchen versetzter als sandiger Schiefer bezeichnet.

In den ältesten Formationen und auch in jüngeren, aber stark gestörten Schichtenreihen ist der Schieferton zum Tonschiefer erhärtet. Dieses dichte Schiefergestein läßt sich nur noch ritzen und schaben, verrät aber seine Zugehörigkeit zum Ton durch den matten und gleichmäßig erdigen Bruch. Die Härtung ist dem mikroskopisch nachgewiesenen Umstande zuzuschreiben, daß sich die Stoffe des Tones teilweise zu winzigen Kristallen scharten. Am häufigsten kommen Rutilnädelchen und Schuppen von Glimmer und Chlorit vor, die insgesamt parallel zur Schieferung liegen. Schwarze Tonschiefer, wie der Tafelschiefer und der milde Zeichenschiefer, sind reich an kohligen Teilchen. Der gelbliche oder lichtgraue Wetzschiefer ist quarzreich, homogen und sehr hart. Die Schichtung und auch die den Schichtflächen folgende Schieferung ist in gefalteten Tonschiefern in der Regel verwischt durch die senkrechte oder doch sehr steile Transversalschieferung, die sich ganz unabhängig von den älteren Texturflächen

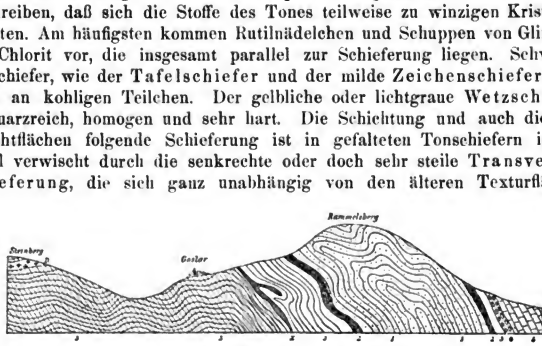


Fig. 8. Steile Transversalschieferung der flachwelligen Tonschiefer von Goslar. 1 Unterdevonischer Sandstein, 2 mitteldevonischer Schiefer und Mergel, 3 mitteldevonische Tonschiefer, vom Rammelsberger Erzlager x weg gegen Nord als Dachschiefer entwickelt, D Diabas, 4 oberdevonischer Kalk, 5 karbonische Grauwacke. Nach Kayser.

senkrecht zur Richtung des faltenden Horizontaldruckes einstellt. Die regelmäßigen, ebenflächigen, dünnen Platten, die den Dach- und den schwarzen Tafelschiefer kennzeichnen, rühren stets von einer Transversalschieferung her.

In den Kontakthöfen der Tiefengesteine (vgl. S. 18) geht der Tonschiefer oft schon in einem Abstande von mehr als 1 *km* in Fleck- und Knotenschiefer über, deren Pigment (kohlige Teilchen, Chloritschüppchen) kleine schwarze Konkretionen bildet. Weiterhin werden die knoten- oder getreidekornförmigen Ausscheidungen immer häufiger, während sich die Hauptmasse des Gesteines, ohne die Schieferung zu verlieren, durch die Neubildung von Quarz, Biotit und Muscovit kryptokristallin körnt. Mit bloßem Auge erkennt man diese kristallin gewordenen Knotenschiefer an dem Seidenglanz, dem muscheligen Bruch und der größeren Härte. In dem dritten und innersten Gürtel endlich stellt sich ein knotenloser und ungeschieferter, sehr feinkörniger harter Hornfels ein, der ein durchaus kristal-

Digitized by Google

lines Gemenge von Quarz, Glimmer, Cordierit oder Andalusit, oft auch Turmalin, bildet. Wenn der fettglänzende blaue Cordierit vorherrscht, bekommt der ganze Hornfels einen Stich ins Bläuliche, sonst aber ist das Gestein im Handstücke nicht leicht zu erkennen. Im Felde wird man einerseits durch den Übergang in Knotenschiefer und anderseits durch den Kontakt mit dem Tiefengestein zur richtigen Bestimmung angeleitet.

Die chemischen Absatzgesteine.

Geologisch sind drei Arten chemischer Niederschläge zu unterscheiden: Ausscheidungen aus der Luft, aus dem Sickerwasser und den Quellen, aus stehenden Gewässern.

Das Gletschereis. Der in der Luft gelöste Wasserdampf kristallisiert als Schnee aus, und dieser geht unter den bekannten geographischen Umständen in Firn über. Der Firn ist ein geschichtetes, auf den Schichtflächen mit einem Staubanfluge belegtes Gemenge luftblasenreicher, weißer Eiskörnchen, die schon in geringer Tiefe durch das eindringende und wieder gefrierende Schmelzwasser der Oberfläche verkittet werden. In den tieferen Lagen ist der Kitt von den Kristallkernen des Firns aufgezehrt. Das Eis nimmt hier ein vollkommen körniges Gefüge an und scheint bei der molekularen Umlagerung auch seine Schichtung zu verlieren. Diesen Eindruck gewinnt man vor hohen Firnabbrüchen. Allerdings liegen auch gegensätzliche Beobachtungen vor, z. B. die Crammers von der Übergossenen Alm. (Petermanns Mitt. 1905, 128.) Da die Lufteinschlüsse der ursprünglichen Firnkörner zum größten Teile ausgetrieben werden, ist das Gletschereis, das unter der Firnlinie ausapert, in der Hauptmasse blasenarm und erscheint daher im großen nicht mehr weiß, sondern blau. Die dem Strombette angepaßte Paralleltextur (Bänderung), der auch Verschiebungsflächen folgen, ist wohl nur als Druckschieferung aufzufassen. Sie kommt bezeichnenderweise auch in „regenerierten" Gletschern vor, die am Fuße jäher Stufen aus Eislawinen zusammengeschweißt werden. Die Druckschmelzung und die Translatation, d. h. die Verschiebbarkeit des Gletscherkornes längs bestimmten parallelen Flächen, lassen eine strömende Bewegung zu. Die Umlagerungen, die dabei eintreten, begünstigen aber auch eine Auslese unter den Kristallkörnern. Die großen vergrößern sich auf Kosten der kleinen. Darum erreichen die Kristalle der Alpengletscher knapp unter der Firnlinie nicht viel mehr als Erbsengröße, in der Zunge dagegen Nuß- bis Faustgröße. Hier, wo infolge der starken Schmelzung die feinen Risse zwischen den Eiskörnern deutlich sichtbar werden, kann man am besten beobachten, daß die einzelnen Körner als xenomorphe Krüppelkristalle mit unregelmäßigen, oft krummen Flächen ineinander greifen.[1])

Kiesel-, Kalk- und Eisensinter. Es empfiehlt sich, die Bezeichnung Sinter auf die Felsarten zu beschränken, die aus Quell- und Sickerwässern ausgeschieden wurden. Der schneeweiße oder durch Eisenoxyde gelblich gefärbte Kieselsinter besteht aus dichter, wasserhaltiger Kiesel-

[1]) Vgl. Hess, Die Gletscher, 1904; außerdem besonders Drygalski, Grönlandexpedition, 1897, und Crammer, Eis- und Gletscherstudien. N. Jb. 1903, Erg.-B. S. 407.

Digitized by Google

säure und überrindet die Umgebung heißer Quellen in geschichteten oder trauben- und moosartigen Absätzen (Nationalpark, Island, Nordinsel von Neuseeland). Die Ausscheidung der amorphen Kieselsäure tritt nicht nur infolge der Abkühlung des Thermalwassers, sondern auch unter der Mitwirkung gewisser Kieselalgen ein, die sehr hohe Temperaturen vertragen. Der Kalksinter kommt wegen der weiten Verbreitung des Kalkkarbonates und wegen dessen Löslichkeit in kohlensäurehaltigem Wasser unter allen chemischen Sedimenten am häufigsten vor. Er bildet sich überall, wo kalkreiches Wasser verdunstet oder seine Kohlensäure verliert. In den Höhlen der Kalkgebirge wird er vom Sickerwasser als Tropfstein abgesetzt, in heißen, vegetationsarmen Landstrichen wie in manchen Teilen des Mittelmeergebietes, wo das harte Grundwasser kapillar zu der ausgedörrten Oberfläche empordringt, scheidet er sich in Steinkrusten von regionaler Verbreitung aus und die Umgebung von Quellen überzieht er mit kompakten Schichten oder mit zelligem, schwammigem Kalktuff. Ein solcher Tuff ist ein Niederschlag, der Moose, Pflanzenstengel, Blätter, Schneckengehäuse, Wirbeltierknochen und was sich sonst noch im Bereich der Quelle fand, inkrustierte. Der berühmteste Kalktuff ist der Baustein Roms, der Travertin (lapis tiburtinus), der bei Tivoli (Tibur) eine Mächtigkeit von mehr als 100 *m* erreicht. Jeder Kalksinter, ob er nun als schwammiges Inkrustat oder als Tropfstein oder in dichten, steinigen Lagen auftritt, ist an der weißlichen oder lichtgelben Färbung, an der Härte 3 und vor allem an dem lebhaften Aufbrausen unter Salzsäure leicht zu erkennen. Manchmal ist der Kalk nicht dicht, sondern spätig. Thermen scheiden das Kalkkarbonat statt als Kalzit als Aragonit aus, und zwar bisweilen in hirse- bis erbsengroßen, konzentrisch schaligen und radialfaserigen Kügelchen, die oft ein Sandkorn oder einen andern Fremdkörper umhüllen. Durch dichten Kalk werden solche Kügelchen zu einem Oolith verkittet. Hierher gehört der bekannte Erbsenstein von Karlsbad.

In der Bildungsweise stehen dem Kalksinter gewisse Eisenerze so nahe, daß man sie als Eisensinter bezeichnen darf. Ein richtiger Eisentuff ist das Sumpferz (Raseneisenstein, Ortstein, Seeerz). Es wird in eisenreichen Böden vom kohlensäurehaltigen Sickerwasser gelöst, steigt als Lösung kapillar zur Oberfläche auf und wird hier als dunkelbraunes, schwammiges Eisenhydroxyd gefällt. Die Ursache der Ausscheidung liegt nicht nur in der Verdunstung des Wassers oder in der Entziehung der Kohlensäure durch die Pflanzendecke, sondern auch in der Eisenaufnahme mikroskopischer Organismen (Eisenbakterien). Wo das Erz einen Seeboden überrindet, kann der Niederschlag nur auf organischem Wege erfolgt sein. Ein Quellabsatz ist der aus Eisensäuerlingen ausgeschiedene Ocker (erdiges Brauneisen); und als Ocker oder als Ortstein dürften die meisten Flöze und Linsen von Eisenhydroxyd (Limonit), die in alten wie in jungen Formationen vorkommen, zu deuten sein. Der Limonit ist dunkelbraun, dicht und derb, manchmal faserig. In knolliger und nierenförmiger Ausbildung hat er eine stark glänzende Oberfläche (brauner Glatzkopf). Der Strich ist immer braun, Härte 5, spezifisches Gewicht 4. — Durch Wasserentzug geht das Brauneisen in Roteisen (Hämatit, roter Glatzkopf) über. In Kristallen (Eisen-

Digitized by Google

glanz) ist das wasserfreie Oxyd dunkel stahlgrau, im derben Zustande dagegen rotbraun. Der Strich ist blutrot, Härte 6, spezifisches Gewicht 5. Sowohl der Hämatit als auch der Limonit kommen in oolithischer Ausbildung vor. Den Kitt der rostfarbenen oder rotbraunen konzentrisch schaligen Erzkügelchen bildet ein eisenschüssiger sandiger Ton. Das Bohnerz ist ein Brauneisenoolith mit erbsen- bis bohnengroßen Körnern.

Zu den chemischen Sedimenten gehört auch der Spateisenstein (Siderit), der in den verschiedensten Formationen mächtige, oft stockartig anschwellende Einschaltungen bildet. Er ist ein spätiges, marmorähnliches Aggregat von Eisenspat (62% Eisenoxydul, 38% Kohlensäure), dessen Rhomboeder an der lichtgelben Farbe, dem starken Glanze, der Härte 4 und dem spezifischen Gewicht 3·6 leicht zu erkennen sind. In erwärmter Salzsäure löst sich das Eisenkarbonat unter Brausen. An der Luft wird es zu Brauneisen. Feinkörnige bis dichte Siderite sind oft mit Ton vermengt (Toneisenstein) und bilden dann nicht nur regelmäßige Flöze, sondern auch lagenweise angeordnete knollige und nierenförmige Konkretionen (Sphärosiderit). Solche Knollen, die schon durch ihre Härte und ihr Gewicht auffallen, bergen zumeist einen frischen, gelblichgrauen Kern, von dem rostig verwitterte Schalen abblättern. Ein dichtes, mit Kohle vermengtes und daher schwarzgraues bis schwarzes Gemenge von Toneisenstein und Kohle ist der Kohleneisenstein, eine häufige Einschaltung in Steinkohlenflözen.

Limnische Salze. In abflußlosen Binnenseen reichern sich die von den Wasserläufen in Lösung zugeführten Stoffe bei starker Verdunstung so an, daß eine Übersättigung und Ausscheidung erfolgt. Dabei werden die verschiedenen Salze nach ihrer Löslichkeit und vor allem nach dem jeweiligen Mischungsverhältnisse der Sole gefällt.[1]) Am häufigsten kristallisieren kohlensaurer Kalk, schwefelsaurer Kalk und Chlornatrium aus. Das Kalziumkarbonat bildet auf dem Boden vieler eingedampfter Steppenseen weiße Steinkrusten, die dem Kalksinter gleichen. Das Kalziumsulfat kristallisiert aus starken Solen und unter einem Drucke von mehr als 10 Atmosphären, also in Tiefen von über 100 *m*, als Anhydrit, sonst aber mit 21% Wasser als Gips aus. Der Anhydrit als Gestein ist ein spätiges oder feinkörniges bis dichtes Gemenge von würfelartig spaltbaren Anhydritkörnern. Ursprünglich weiß wie Marmor wird er durch Bitumen grau, durch Eisenoxyd gelblich bis rot gefärbt. Ist das Gestein nicht einfärbig, so vollzieht sich der Farbenwechsel oft so rasch, daß der Anhydrit selbst im Handstück gestreift, geflammt oder wolkig gefleckt erscheint. Weißer Anhydrit ist auf den ersten Blick leicht mit Marmor zu verwechseln. Auch die Härte ist dieselbe (3). Das spezifische Gewicht ist jedoch, wie man schon beim Abwägen in der Hand merkt, etwas höher (3), und dann braust der Anhydrit unter Säuren nicht auf. Das Sediment Gips ist ein spätiges, schuppiges feinkörniges oder dichtes Aggregat von Gipstafeln oder Körnern, die unter Säuren ebensowenig aufbrausen wie der Anhydrit, von diesem aber schon

[1]) Van t'Hoff, Über die Auskristallisation komplexer Salzlösungen. Ztsch. f. angew. Chemie, 1901.

Digitized by Google

an der geringen Härte (2, mit dem Fingernagel ritzbar) und an der ausgezeichneten, glimmerartigen Spaltbarkeit zu unterscheiden sind. In der Färbung und im Farbenwechsel gleicht der Gips dem Anhydrit. Alabaster heißt ein gleichmäßig fein gekörnter, marmorähnlicher Gips von reinstem Weiß. Der seidenglänzende Fasergips füllt Klüfte und ist immer so auskristallisiert, daß seine Fasern senkrecht auf den Kluftflächen stehen.

Das Steinsalz besteht aus Würfeln, gewöhnlich aber aus Körnern, Schuppen oder auch Fasern von Chlornatrium. In reinem Zustande ist es farblos, durch Bitumen oder durch Ton wird es grau, durch Eisenoxyd rot, durch Spuren von Kupferverbindungen grün oder blau gefärbt. Unter allen Umständen aber verrät es sich sogleich durch den Salzgeschmack und die leichte Löslichkeit im Wasser. Die Härte ist wie beim Gips nur 2; die Spaltbarkeit folgt den Würfelflächen.

Chlornatrium und Kalziumsulfat bilden, da sie unter dem Einflusse eines extremen Trockenklimas in Seebecken oder in abgeschnürten Meeresbuchten gefällt wurden, nicht weit ausgebreitete, dafür aber oft zu großer Mächtigkeit anschwellende Sedimente. Solche linsen- oder stockförmige Lager wurden in den verschiedensten, auch in paläozoischen Formationen bergbaulich aufgeschlossen oder erbohrt. Die Lagerstätten von Wieliczka (Tertiär), Sperenberg bei Berlin und Staßfurt (Perm) erreichen eine Stärke

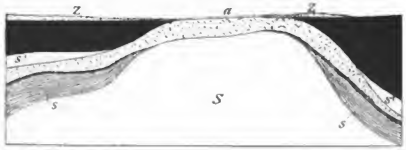


Fig. 9. Profil des Staßfurter Salzlagers nach Precht. *S* das Hauptlager. *s* Kalisalze. Darüber 8 *m* Salzton und 40—90 *m* Anhydrit (*a*). *s'* oberes Salzlager, 40—120 *m*. Im Hangenden der Lettenschiefer des Buntsandsteins (schwarz). *q* Quartär.

von 1—1½ *km*. Schichtung zeigt das Präzipitat gewöhnlich nur im großen. Da immer der Stoff auskristallisierte, der die Lösung jeweilig übersättigte, konnten Chlornatrium und Kalziumsulfat einander wiederholt ablösen. Wird das Steinsalz (wie in Staßfurt) durch Anhydriteinlagen regelmäßig geschichtet, so läßt das auf jahreszeitliche Schwankungen des Zuflusses und der Verdunstung schließen. Weitgehende klimatische Änderungen zeigt die Einschaltung von Tonlagen an; doch ist immer zu prüfen, ob der Ton wirklich aus fluvialem Schlamme und nicht etwa aus äolischem Staube hervorging. Dünne, homogene Tonblätter und auch die Tonteilchen, die das kristalline Sediment stellenweise verunreinigen, rühren vermutlich nur von Staubfällen her. Walther führt selbst den mit Salz- und Gipskristallen gespickten Salzton, der die Salzlager oft in bedeutender Mächtigkeit zudeckt, auf den Staub zurück, mit dem die Salzseebecken nach ihrer Ausfüllung überweht wurden.

Manche limnische Sole war so beschaffen, daß nur das schwer lösliche Kalziumsulfat gefällt wurde. In anderen Becken kristallisierte nach

Digitized by Google

dem Anhydrit oder im Wechsel mit ihm oder auch allein das Steinsalz aus. Bisweilen aber ging die Eindampfung so weit, daß schließlich auch die Mutterlaugensalze, die in geringer Menge vorhandenen und am leichtesten löslichen Kalium-Magnesiumsalze, ausgeschieden wurden. Die permischen Lagerstätten im Norddeutschen Tieflande, vor allem Staßfurt, besitzen unmittelbar unter ihrer Salztondecke Niederschläge von Chlorkalium, Chlormagnesium, Kalium- und Magnesiumsulfat, die stellenweise über 100 *m* mächtig werden. Bei dem hohen Werte, der den Kalisalzen als Dünger zukommt, lohnt deren Abbau jetzt weit mehr als der des Steinsalzes. Allerdings müssen die Kaliumverbindungen zum Teil erst aus den Mineralien, die sie mit den Magnesiumsalzen bilden — vor allem aus dem Carnallit — isoliert werden.

Die tektonischen Verhältnisse der Salzlagerstätten sind in der Regel sehr verworren. Sowohl die geringe Druckfestigkeit als auch die Löslichkeit des Sedimentes veranlassen arge Störungen. Breitet sich nicht eine zusammenhängende Schutzdecke von Salzton (Haselgebirge) oder eine andere undurchlässige Schichtenreihe über dem Salze aus, so wird dieses von dem eindringenden Sickerwasser gelöst und entführt (Solquellen). Die Hohlräume, die dabei entstehen, werden in größerer Tiefe immer wieder durch Einbrüche geschlossen. Andere Störungen bewirkt der Anhydrit, der sich überall, wo er zutage tritt, durch Wasseraufnahme in Gips verwandelt und dabei so aufquillt — linear 1 : 1·2 — daß seine Umgebung stark verdrückt wird.

Die organogenen Gesteine.

Die aus Pflanzenresten hervorgegangenen (phytogenen) Sedimente sind teils festländisch, teils marin. Die einen werden durch Torf und Kohle, in untergeordnetem Maße auch durch die mikroskopischen Ausscheidungen von Süßwasseralgen, die anderen durch die Kalk- und Kieselkrusten mariner Algen vertreten.

Der Torf entsteht in Unterwasser- und in Überwassermooren als ein von Pflanzenresten, deren Lücken ein dichter, humöser, aus den vegetabilischen Abfällen ausgelaugter Stoff einnimmt. Das spezifische Gewicht trockenen Torfes ist durchschnittlich nur 0·5, und der Kohlenstoffgehalt ist nicht viel größer als der der unveränderten Holzfaser. Junger Torf hat wenig humösen Kitt. Er ist daher locker und läßt die Reste von Pflanzenstengeln, Gräsern und Moosen deutlich erkennen. In den tieferen, älteren Lagen eines Moores nimmt die humöse Bindung zu. Der Torf wird zu einem dichten Filz, in dem sich aber noch immer Pflanzenreste unterscheiden lassen. Ein durch und durch humöser, strukturloser, dichter Torf ist der dunkelbraune bis pechschwarze Pechtorf, der den Übergang zur Kohle bildet.

Die Kohlen[1]) sind verschiedenen Formationen, vor allem der karbonischen, permischen und tertiären, in Flözen eingeschaltet, deren Mächtigkeit nur nach Metern mißt, deren Ausbreitung aber stellenweise Hunderte von Quadratkilometern erreicht. Mikroskopisch ist selbst in ganz dichten

[1]) Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, 1899.

Digitized by Google

Kohlen (nach der Behandlung mit Säuren) pflanzliches Zellgewebe zu erkennen; und die tonig sandigen Schichten zwischen den Flözen enthalten in der Regel leicht bestimmbare versteinerte Reste jener Pflanzengruppen, die in den Flözen selbst verkohlten. Die Verkohlung ist eine unter Luftabschluß vor sich gehende Anreicherung des Kohlenstoffes. Die Holzfaser besteht aus 53% Kohlenstoff, 42% Sauerstoff und 5% Wasserstoff. Durch die Bildung von Wasser, Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgasen (Sumpf- oder Grubengas) wird der Kohlenstoff nur zum kleinsten Teil, der Sauerstoff und Wasserstoff dagegen vollständig entfernt. Der Rückstand ist reiner Kohlenstoff.[1]) Allerdings ist dieser Rückstand selbst in den uralten Flözen der Karbonformation noch nicht ganz entgast. In allen Kohlenwerken strömt Kohlensäure und Grubengas aus, und zeitweilige Steigerungen dieses Vorganges gefährden den Betrieb durch böse Wetter oder Schwaden (Kohlensäureansammlungen) und durch schlagende Wetter oder feurige Schwaden (Explosionen des mit Luft vermischten Grubengases).

Weitaus die meisten Kohlenflöze — jedenfalls alle, die weite Räume einnehmen — sind gleich dem Torfe autochthon. Ihre ungeheuere Ausdehnung und auch ihre Reinheit beweisen, daß sie nicht aus Treibholzbarren, sondern aus dem bodenständigen Sumpfwalde selbst hervorgingen.[2]) Wo ein Flöz ausnahmsweise 10—20 *m* mächtig wird, müssen viele Pflanzengenerationen aufeinander gefolgt und unter dem Schutze der jeweiligen Walddecke einer langsamen Zersetzung anheimgefallen sein. In der Regel ist die Stärke der Kohlenlager nicht groß — ein Flöz von 5 *m* gilt schon als sehr mächtig — dafür tritt aber ein vielfacher Wechsel von Kohle und klastischem Sedimente ein (Fig. 10). Jedes Flöz gehört einer Zeit an, in der das Land Sumpfwälder trug, jede Einlage von Sandstein oder Schieferton mit Pflanzenresten, Land- und Süßwassertieren bezeichnet eine Senkung oder ein fluviales Schwemmland, jede Schichtenreihe mit marinen Fossilien eine Senkung unter den Meeresspiegel. Das Bohrloch von Paruschowitz in Oberschlesien hat nicht weniger als 82 Flöze durchstoßen. Die Mächtigkeit schwankte zwischen $\frac{1}{5}$ und 3 *m*, nur ein Flöz erreichte 10 *m*.

Fig. 10. Die Kohlenflöze des Layerschachtes bei Kladno, nach Krejči. *S* Silurischer Kieselschiefer. Darüber 1. Flöz 253 *cm*, Schieferton 15 *cm*, 2. Flöz 127, Schieferton 5, 3. Flöz 457, Schieferton 5, 4. Flöz 142, Schieferton 32, 5. Flöz 47 *cm*. Im Hangenden Schieferton und Sandstein mit Konglomerat.

Die Braunkohle, die im oberen Tertiär weit verbreitet ist, besteht aus den Resten von Farnen, Palmen, Nadel- und Laubbäumen. Das

[1]) Lemière deutet die Verkohlung als Fermentwirkung (VIII. Congrès géol. internat. Paris, 1901, 502).

[2]) Im Liegenden der Kohle sind oft die fossilen Wurzelstöcke der Kohlenpflanzen erhalten. So wurden im oberschlesischen Reviere durch eine Bohrung bei Kattowitz in einer 670 *m* mächtigen Schichtfolge 27 Flöze mit schiefertonigen „Wurzelhorizonten" durchstoßen.

Digitized by Google

Holz ist mitunter so schwach verkohlt, daß seine Struktur erkennbar blieb (Lignit). Gewöhnlich aber ist die Kohle dicht und ihr Bruch erdig bis muschelig. Die Härte beträgt nur 1—1·5 und die Farbe ist ein stumpfes Braun. Die schwarze Pechkohle nähert sich der Steinkohle, stimmt aber mit der gemeinen erdigen Braunkohle im braunen Strich und auch in dem wichtigen Merkmale überein, daß sie erwärmte Kalilauge tiefbraun färbt. Alle Braunkohlen sind leicht zu entzünden und verbrennen rasch mit starkem Rauch, rußender Flamme und brenzligem Gestank.

Die vortertiären Kohlen sind im allgemeinen schon zu Schwarz- oder Steinkohlen geworden. Das gilt besonders von denen des Karbon, die aus Farnen, Schachtelhalmen und riesigen Bärlappgewächsen hervorgingen. Makroskopisch ist keine Spur des Zellgewebes mehr zu erkennen. Die Steinkohle ist vollkommen dicht, sehr spröde, von der Härte 2—2·5, tiefschwarz, bald matt, bald glänzend, im Bruche muschelig, würfelig oder ganz unregelmäßig. Der Strich ist schwarz. Kalilauge wird nur noch gelblich gefärbt. Die Schwarzkohle ist etwas schwerer zu entzünden als die Braunkohle, brennt mit heller Flamme, starkem Rauche und bituminösem Geruch.

Am weitesten ist die Verkohlung im Anthrazit vorgeschritten.

Durchschnittliche Zusammensetzung von Holz und Kohle.

	Kohlenstoff	Sauerstoff	Wasserstoff
Holzfaser	53%	42%	5%
Torf	60%	35%	5%
Braunkohle	70%	25%	5%
Schwarzkohle	85%	10%	5%
Anthrazit	92%	5%	3%

Der Anthrazit hat die Härte 3, ist eisenschwarz, glänzt metallisch und bricht muschelig oder splitterig. Kalilauge wird von ihm gar nicht mehr gefärbt. Er brennt nur unter starkem Luftzug an, hat aber den größten Heizwert. Flamme, Rauch und Geruch sind sehr schwach. Die Verhältnisse, unter denen der Anthrazit vorkommt, lassen darauf schließen, daß er durch natürliche Verkokung aus gemeiner Schwarzkohle und sogar aus tertiärer Braunkohle hervorging. Verkokend wirkt entweder die Glut eines Eruptivums oder der Druck gebirgbildender Störungen. Der Meißner in Hessen trägt den Rest eines Basaltstromes, der auf einem 20—30 *m* mächtigen Braunkohlenflöze liegt und dieses Flöz im Kontakt zunächst in schlackige Koks und Anthrazit und dann noch einige Meter weit in Schwarzkohle verwandelt hat. Eine solche kontaktmetamorphe Veredlung der Kohle ist nicht allzu selten, bleibt aber weit zurück hinter der dynamometamorphen, d. h. durch Druck verursachten. Das pennsylvanische Karbon enthält im Westen, wo es flach liegt, Flöze von gemeiner Schwarzkohle und im Osten, in den appalachischen Falten, Anthrazit. Auch in den Alpen wurden in stark gestörten Karbon- und Tertiärschichten Anthrazitlagen angetroffen; ja sogar Graphit ist hier aus Kohlengesteinen entstanden.

Der feuerfeste Graphit ist reiner Kohlenstoff, enthält aber immer Körnchen und Schuppen von Quarz, Glimmer, Chlorit, Turmalin. Als Ge-

Digitized by Google

stein ist er ein krummblätteriges, schuppiges oder erdiges Aggregat, das sich mild anfühlt und leicht abfärbt. Härte 1, Strich rein grau, Farbe eisenschwarz, Glanz metallisch. Wo der Graphit metamorphen Schiefern lagerförmig eingeschaltet ist, wurde er entweder durch Druck oder im Kontakt mit Tiefengesteinen aus Kohlenflözen gebildet. Er tritt aber auch gangförmig auf und ist in solchen Fällen (Ceylon) nach Weinschenk als ein Niederschlag kohlenstoffhaltiger magmatischer Gase zu deuten.

Phytogen sind außer den fossilen Brennstoffen noch limnische und marine Sedimente, die von Algen herrühren. Die mikroskopischen Kieselpanzer von Diatomeen bilden in tertiären und diluvialen Süßwasserabsätzen (Lüneburger Heide, Boden von Berlin, Franzensbad) mehrere Meter mächtige Lager von Kieselgur oder Bergmehl, einer weißen, äußerst mild anzufühlenden Erde von mehlartiger Feinheit. Bei Bilin wurde eine solche Kieselerde durch das Hangende zu einem dünnblätterigen Schiefer (Polierschiefer) zusammengedrückt. Ein marines Planktonsediment ist der Diatomeenschlamm, der in den höheren Breiten der heutigen Meere weite Flächen einnimmt. Doch viel wichtiger als die Kieselzellen sind die makroskopischen Kalkalgen, die kolonienweise den Boden der Flachsee überrinden. So bildet unter den Steinalgen die krusten- und knollenförmig aufwachsende Gattung Lithothamnium in den tropischen Meeren im Vereine mit Korallen und auch allein mächtige litorale Kalkbänke. Und solche Lithothamniumkalke, die an den kreideweißen, nuß- bis faustgroßen Algenknollen leicht zu erkennen sind, treten schon im Tertiär in weiter Verbreitung auf (Wiener Leithakalk). Ein anderer wichtiger Kalkbildner ist die Schlauchalge Diplopora, deren zylindrische Röhren in der Trias der Alpen ungeheuere, mehrere hundert Meter starke Kalktafeln, z. B. den Wettersteinkalk, aufbauen. Auf angewitterten Flächen treten die ringförmigen, 2—5 *mm* messenden Querschnitte der Röhrchen oft ganz deutlich hervor. Auch die marinen Oolithe werden als Algenkalke aufgefaßt.

Die meisten Kalksteine alter wie junger Formationen bestehen jedoch nicht aus pflanzlichen, sondern aus tierischen Hartteilen.[1]) Sie wurden entweder gleich dem pelagischen Globigerinenschlamme von winzigen Plankton-Foraminiferen oder in der Art des Pteropodenschlammes von freischwimmenden Kopffüßern oder von den Stielgliedern bodenständiger Seelilien oder von litoralen Absätzen, wie Korallenriffen und Muschelbänken, gebildet. Die verschiedenen, nach dem Fossilgehalte benannten Kalke (Korallenkalk, Nummulitenkalk, Krinoidenkalk, Ammonitenkalk usw.) können erst in der historischen Geologie beschrieben werden. Hier handelt es sich nur um den gemeinen dichten Kalkstein, dessen organische Herkunft mit bloßem Auge und sehr oft auch unter dem Mikroskope nicht mehr erkennbar ist.[2])

Ein schwach verfestigter Kalk, der einem getrockneten Globigerinen-

[1]) Vgl. den Abschnitt über die marine Sedimentation.

[2]) Die ursprünglichen Kalkbildner, pelagische Foraminiferen wie litorale Korallen, werden durch die Kohlensäure des Meeres, die sich örtlich infolge der Verwesung organischer Stoffe anreichert, zersetzt. Aus der Umbildung (Diagenese) eines solchen Schlammes müssen die kryptokristallinen Kalke der verschiedenen Formationen hervorgegangen sein.

Digitized by Google

schlamme sehr nahe steht, ist die Kreide: ein schneeweißer, feinerdiger, weicher, milder Kalk mit erdigem Bruch. Mikroskopisch stellt sich das dichte und homogene Gestein als Foraminiferenkalk dar. Kreide, die an der Grenze des litoralen Schlammgürtels abgesetzt wurde, geht mit zunehmendem Tongehalt in grauen oder durch Glaukonit grün gefärbten Kreidemergel über. In der reinen, weißen Kreide kommen sehr häufig Knollen von schwarzgrauem bis schwarzem, sehr hartem, muschelig brechendem Feuerstein vor, der aus mikroskopischen Nadeln von Kieselschwämmen und aus Diatomeen besteht. Dieser kieselige Stoff muß sich zugleich mit der Kreide niedergeschlagen und dann molekular zu knolligen Konkretionen geballt haben. Auch der rezente Globigerinenschlamm enthält ja in gleichmäßig feiner Verteilung nahezu 2% Kieselbildner. Sind die Feuersteinknollen lagenweise verteilt, so erscheint die Kreide in groben Bänken geschichtet (Fig. 256). Warum sich die Kalk- und die Kieselbildner periodisch in der Vorherrschaft ablösten, ist nicht erklärt.

Der gemeine Kalkstein, der in allen Formationen auftritt und zu den verbreitetsten Felsarten gehört, gleicht im Handstück oft vollkommen einem steinigen Sinter. Er ist ein dichtes, festes, sehr sprödes, flach muschelig und splitterig brechendes Gestein, das sich noch leicht mit dem Messer ritzen läßt und selbst unter verdünnter Salzsäure lebhaft aufbraust. Reiner, weißer Kalk kommt sehr selten vor. In der Regel ist das Gestein durch einen schwachen Tongehalt lichtgrau oder durch etwas Eisen gelblich gefärbt. Rote Kalke sind eisenreich und schwarze bituminös. Infolge der Zersetzung des Kohlenwasserstoffes bleicht der bituminöse Kalk (Stinkkalk, wegen des Geruches, den er unter Hammerschlägen entwickelt) an der Luft aus. Manche Kalke sind nicht gleichfarbig, sondern streifig oder wolkig gefleckt und werden, wenn sie sich gut schleifen lassen, wohl auch fälschlich als Marmor bezeichnet. In Faltengebirgen weist der Kalk immer ein schneeweißes Geäder von Kalkspat auf, da er durch die Stauung zertrümmert und durch die Sekretion von Kalziumkarbonat wieder ausgeheilt wurde. Je nach der Bildungsweise ist der Kalkstein geschichtet, grob gebankt oder durchaus massig und nur von Klüften durchzogen. Die Schichtung kommt durch die Einschaltung feiner, oft papierdünner Ton- oder Mergelblätter, manchmal aber auch durch kieselige Einlagen zustande, zeigt also einen periodischen Wechsel in den Umständen der Sedimentation an. Kalke, die der zoogene Kieselstoff bändert oder in gleichmäßiger Verteilung härtet, werden als Kieselkalk bezeichnet. Es sind zumeist Tiefseebildungen. Kalksteine, die in den größten Tiefen, an der Grenze gegen die Böden des roten Tiefseetons abgesetzt wurden, zeichnen sich oft durch zackig und spießig verzahnte Schichtflächen aus. Im Querbruche des Gesteins erscheint dann eine Zickzacknaht, die einem Seismogramme gleicht. Da diese Nähte allfällige Versteinerungen quer abschneiden, können die seltsamen, mit dünnen Tonblättern belegten Schichtflächen nur durch Korrosion entstanden sein.[1]) Jede Tonhaut entspräche sonach als Lösungsrückstand einer Zeit, in der das kalkige

[1]) Steinmann, Geolog. Beobachtungen in den Alpen. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1905, S. 51.

Digitized by Google

Sediment keinen Zuwachs erhielt, sondern durch Lösung angegriffen wurde. Da eine solche Lösung nur mit einer Vertiefung des Meeres bis zur Stufe des Tiefseetons erklärt werden könnte (vgl. den Schluß des letzten Abschnittes), wäre die rätselhafte Schichtung der pelagischen Kalke überhaupt aus periodischen Hebungen und Senkungen der alten Tiefseeböden abzuleiten. Wir kommen in der Geodynamik auf diese Frage zurück.

Mit zunehmendem Gehalte an kohlensaurer Magnesia, die keinem Kalksteine ganz fehlt, wird der Kalk dolomitisch und schließlich zum richtigen Dolomit. Dieses Karbonat besteht als Mineral (Dolomitspat) aus 54 Teilen kohlensauren Kalkes und 46 Teilen kohlensaurer Magnesia, als Gestein aber aus 54—70 Teilen Kalk und den komplementären Mengen des Magnesiumkarbonates. Vom Kalkstein unterscheidet sich der Dolomit durch die größere Härte (4 gegen 3, er läßt sich mit dem Messer noch ritzen, aber nicht mehr schaben), dann durch das merklich höhere spezifische Gewicht (2·9 gegen 2·7), vor allem aber durch sein schwaches Aufbrausen unter kalter Salzsäure. Betupft man das Gestein mit verdünnter Säure, so wird überhaupt keine Kohlensäure frei. Bezeichnend für den Dolomit ist endlich seine Neigung zum Kristallinwerden — feinkörnige Dolomite sind viel häufiger als feinkörnige Kalke — und zu einer zelligen, löcherigen Textur, die von der Auslaugung des leichter löslichen Kalkkarbonates herrührt. Ein solcher zelliger oder ganz zerfressener Dolomit heißt Rauchwacke (rauhe Wacke). Kalksteine dieser Art kommen zwar auch, aber doch seltener vor. In der Landschaft begünstigt der Dolomit wie der Kalk steile Wandabbrüche. Da er sich aber einer gebirgbildenden Stauung gegenüber noch viel spröder verhält als der Kalk, ist er in gestörter Lage immer brecciös und neigt daher zu grusigem Zerfalle. Dolomitberge stecken in ungeheueren Schutthalden und werden durch die Atmosphärilien in fingerförmige Steilkegel aufgelöst (Fünffingerspitze, Schlernzacken, Vajolettürme). Kalkige Tafelberge dagegen sind schuttarm und ihre Ruinen werden durch klotzige Zinnen und Türme gekennzeichnet (Monte Cristallo und Popena, Cinque Torri bei Cortina).

Die Entstehung des Dolomits ist, so weit es sich nicht um Quellabsätze von Kalzium-Magnesiumkarbonat handelt, noch immer strittig. In manchen Fällen mag im ursprünglichen Kalke eine Zufuhr gelösten Magnesiumkarbonates, in anderen eine Auslaugung des Kalkes und damit eine Anreicherung des zweiten Karbonates stattgefunden haben. Die meisten marinen Dolomite, so z. B. die riesigen, bis zu 1000 *m* mächtigen Dolomittafeln in der Trias der Ostalpen, können jedoch nur als ursprüngliche Absätze aufgefaßt werden. Vermutlich kommt es unter der Einwirkung der Zerfallstoffe tierischer Weichteile zur Ausscheidung von Magnesiasalzen aus dem Meereswasser. Die mineralische Verbindung dieser Salze mit dem organogenen Kalkkarbonat scheint jedoch nur dort zu erfolgen, wo dieses Karbonat nicht Kalkspat, sondern Aragonit ist. Der Aragonit begünstigt den Eintritt der Magnesia. Darum sind die fossilen Riffe der Aragonit abscheidenden Korallen so häufig dolomitisiert. Auch lebende Riffe mit hohem Magnesiagehalte kommen vor. Daß nicht alle Riffe zu Dolomit wurden, ist vielleicht mit Ungleichmäßigkeiten in der Anhäufung verwesender Stoffe,

Digitized by Google

also mit biologischen Unterschieden zu erklären. Die Umstände der Dolomitisierung sind jedoch noch zu wenig bekannt, als daß sich ein Lehrbuch jetzt schon mit solchen Fragen befassen könnte.

Im Kontakt mit Eruptivgesteinen, zumal mit Tiefengesteinen, wurden reine Kalke und Dolomite durch molekulare Umlagerung gekörnt, in Marmor verwandelt. Auch die Druckmetamorphose liefert Marmor. Das beweisen die Kalklager, die den kristallinen Schiefern eingeschaltet sind. Sie werden im Zusammenhange mit diesen beschrieben werden. Der Marmor ist ein durch und durch kristallines, spätiges bis zuckerähnliches, aber fast immer gleichmäßig gekörntes Aggregat von Kalk- oder auch Dolomitspat. Der reine, weiße Marmor, der sich zu Bildhauerarbeiten eignet, ist dadurch ausgezeichnet, daß er das Licht zentimetertief eindringen läßt und durch Spaltungsflächen zurückwirft. Von geschliffenem Marmor geht daher etwas wie ein Schimmer eigenen Lichtes aus. Durch graphitische oder anthrazitische Stäubchen wird das Gestein grau, durch schwachen Eisengehalt gelblich oder rötlich gefärbt. Von anderen Übergemengteilen ist besonders Muscovit, Quarz, Faserhornblende, Granat, Serpentin, Schwefelkies und Magneteisen zu nennen. Im Kontaktmarmor sind die Kalkspatkörner richtungslos verwachsen; der durch Druckmetamorphose gebildete Marmor wird dagegen nicht selten durch Muscovitflasern geschiefert.

Unreine, mit Ton vermengte, also in Mergel übergehende Kalke wurden im Tiefenkontakt nicht nur gekörnt, sondern auch mit Granat, Augit, Hornblende und anderen Silikaten ausgestattet. Diese charakteristischen Neubildungen (Kontaktmineralien) wurden aus dem eingeschmolzenen Gemenge von Kalk und Ton unter der Mitwirkung magmatischer Gase als Kalksilikate ausgeschieden. Am häufigsten erscheinen gelblichbraune bis lichtrote Kalkgranaten, tonerdearme, weißlichgraue oder licht- bis flaschengrüne Augite und Faserhornblenden (Diopsid und Strahlstein), der kurzsäulige, grüne oder bräunliche Vesuvian und der strahlige, gelb- bis dunkelgrüne Epidot. Ergab die Umbildung nur ein kryptokristallines Gemenge kalkreicher Kontaktmineralien, so erscheint der veränderte Kalk als ein dichter, sehr harter und spröder, felsitähnlicher Kalksilikathornfels. Dieses Gestein ist gewöhnlich lichtgrau bis grünlich, wechselt aber nicht selten je nach dem Vorherrschen des Granats, des Diopsids oder eines andern Silikats lagenweise die Farbe. So schwer der Hornfels im Handstücke, so leicht ist er im Felde an seinen geologischen Beziehungen zum unveränderten Kalk und zum Erstarrungsgesteine zu erkennen. Wo die Metamorphose bis zur Bildung makroskopischer Kristalle gedieh, liegt ein Kalksilikatfels vor. Die Lücken zwischen den Kontaktmineralien, die teils in vereinzelten Körnern und Säulen, teils in ganzen Aggregaten auftreten, werden oft von „Füllkalzit" eingenommen. Das ist der bei der Bildung der Kalksilikate übrig gebliebene und zuletzt spätig auskristallisierte kohlensaure Kalk.

Wie die Kreide und mancher dichte Kalkstein dem Globigerinenschlamme, so entsprechen dem Radiolarienschlamme der Tiefsee der Hornstein und Kieselschiefer, in denen mikroskopisch Radiolariengerüste nachgewiesen wurden. Der Hornstein ist eine dichte und homogene, quarzharte, muschelig oder splitterig brechende Felsart von grauer oder brauner Farbe. Der Bruch

Digitized by Google

hat einen matten, hornartigen Glanz. Die kryptokristalline Quarzmasse bildet entweder konkretionäre Knollen wie der dunkle Feuerstein oder Lager oder dünne Blätter zwischen anderen, besonders kalkigen Sedimenten. Der Kieselschiefer oder Lydit (lydischer Stein) ist ein alter, durch Anthrazitstäubchen geschwärzter Hornstein. Infolge seiner Sprödigkeit ist er oft brecciös und von einem Netzwerke feinkörniger, weißer Quarzäderchen durchzogen. Er bildet in den ältesten Formationen (bis zum Karbon herauf) sehr mächtige, geschichtete und ungeschichtete, manchmal durch den Wechsel schwarzer und grauer, auch roter Lagen gebänderte Absätze.

Neben den kalkigen und kieseligen Ausscheidungen niedrig organisierter Meerestiere kommt die hochstehende festländische Fauna unter den Gesteinsbildnern kaum in Betracht. Die Knochenbreccie, die in Höhlen vorkommt, ist ein durch Kalk oder eisenschüssigen Ton verkittetes Haufwerk von Knochenstücken. Das Beinlager (bonebed), das im deutschen Keuper dünne Einschaltungen bildet, besteht aus zusammengeschwemmten Zähnen und Knochen von Wirbeltieren.

Die langsame Zersetzung von Fisch- und anderen Kadavern führte unter Wasser- und Schlammbedeckung zur Bildung von flüssigen und festen Kohlenwasserstoffverbindungen, die man als Bitumen zusammenfaßt. Das Erdöl oder Petroleum ist eine gelbe bis dunkelbraune, dünne oder zähe Flüssigkeit, die auf dem Wasser schwimmt (spez. Gewicht 0·8—0·9) und leicht an ihrem starken bituminösen Geruche zu erkennen ist. Es durchtränkt in den verschiedensten Formationen Sandsteine, Rauchwacken und andere poröse Gesteine, steigt durch Spalten auf und sammelt sich in gefalteten Schichten vorzugsweise in den Gewölbekernen an. Darnach richtet man sich bei der Vornahme von Bohrungen. Wo das Öl frei austritt, verrät es sich gewöhnlich durch die schimmernden Fettaugen auf Wassertümpeln. Die wichtigsten Petroleumfelder, die bisher erschlossen wurden, sind die im Ohiogebiete, die des Karpatenrandes und die von Baku am Kaspisee.

Dickflüssiges braunes Erdöl heißt Bergteer und ein verfestigtes Bitumen ist der Asphalt oder das Erdpech, ein schwarzbrauner bis schwarzer, pechglänzender, muschelig brechender amorpher Stoff, der schon bei 100° schmilzt, sich leicht entzündet und mit lebhafter Flamme, starkem Rauche und aromatischem Geruche verbrennt. Das spezifische Gewicht ist nur 1·1 bis 1·2, die Härte 2. Der Asphalt bildet in alten wie in jungen Sedimenten Lager, füllt aber auch Klüfte aus, in die er hineingezwängt wurde. In gleichmäßig feiner Verteilung schwärzt er Kalksteine, Mergel und Schiefertone (Stinkkalk, Brandschiefer). Die Verwitterungsrinde aller bituminösen Gesteine bleicht infolge der Zersetzung des Kohlenwasserstoffes aus.

3. Die kristallinen Schiefer.[1])

Sedimente und Erstarrungsgesteine, die durch anhaltende Senkung und durch den Absatz jüngerer Schichtenreihen in große Rindentiefen gelangen,

[1]) Vergleiche die grundlegenden Arbeiten von Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer, Denkschriften der Wiener Akademie, 1903, und

Digitized by Google

erfahren hier unter der Herrschaft hoher Temperaturen und hohen Druckes weitgehende Umwandlungen. Es entstehen ganz neue, durchaus kristalline Felsarten, die nur noch im chemischen Bestande mit den ursprünglichen Gesteinen übereinstimmen, dagegen nach Textur, Struktur und selbst nach der mineralischen Zusammensetzung besondere Typen darstellen. Das Umsatzmittel, das die Auflösung der alten und die Ausscheidung der neuen Mineralien bewirkt, ist das Wasser, das in allen Gesteinen, wenn auch nur in sehr geringen Mengen, vorkommt. Es rührt entweder vom ursprünglichen Schlamme her oder von der „Bergfeuchtigkeit" der Gesteine oder von den Flüssigkeitseinschlüssen erstarrter Magmen oder endlich von dem chemisch gebundenen und bei hoher Temperatur frei werdenden Wassergehalte mancher Mineralien. Diese Tiefenfeuchte ist überhitzt und wird nur durch den hohen Druck im tropfbar flüssigen Zustande erhalten. In einer Tiefe von 10.000 *m* ist eine Temperatur von 300° und ein Gesteinsdruck von 2700—2800 *kg* auf den Quadratzentimeter anzunehmen. Das Wasser aber wird bei 300° schon durch einen Druck von 89 *kg* flüssig erhalten. Bei seiner kritischen Temperatur (363°), also in einer Tiefe von 12.000 *m* ist ein Druck von 210 *kg* erforderlich, weiterhin aber ist kein Druck mehr imstande, die Vergasung zu hindern.

Durch die Temperatur- und Druckzunahme wird die Lösungskraft des Wassers so gesteigert, daß ihr jedes gesteinbildende Mineral, sogar der Quarz erliegt; und da der Stoffumsatz durch ganze geologische Perioden hindurch anhalten kann, ohne daß die Tiefenfeuchte chemisch gebunden würde, ist eine völlige Neubildung möglich. Die gleichzeitige Auflösung verschiedener Stoffe und die gleichzeitige Ausscheidung verschiedener neuer Mineralien hat zur Folge, daß die kristallinen Tiefengesteine dieser Art im Gegensatze zu den Erstarrungsgesteinen lauter gleichalterige Gemengteile aufweisen. An der einen Stelle schließt das erste Mineral das zweite und gleich daneben das zweite das erste ein. Es gibt keine bestimmte Ausscheidungsfolge. Charakteristisch ist ferner, daß die Stoffe des ursprünglichen Gesteins in den neuen Mineralien Verbindungen eingehen, die den kleinsten Raum erfordern, deren Moleküle sich also am dichtesten scharen. So wird das Kali-Tonerdesilikat, das im Granit den Orthoklas mit dem spezifischen Gewichte 2·5—2·6 bildet, bei der Umwandlung des Granits in Gneis als Muscovit mit dem spezifischen Gewichte 2·7—3 neu aufgelegt. Eine andere Druckwirkung äußert sich in der vollkommen geschlossenen, blasen- und porenfreien Textur, die allen metamorphen Tiefengesteinen eigen ist.

Solange eine versenkte Scholle der Erdrinde nur dem allseitigen Gesteinsdrucke ausgesetzt ist, wird die Umkristallisierung in der Tiefe nach Becke und Grubenmann nur mit einer Stoffverdichtung Hand in Hand gehen. Setzt aber der einseitige, annähernd horizontale Druck ein, der zur Gebirgsbildung führt, so ändert sich auch die Textur der Gesteine. Es kommt zur Schieferung. Der einseitige Druck oder Stau (die Pressung nach Becke) bewirkt in geringer Tiefe eine Zertrümmerung und Zerreibung

---

Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, I., 1904. Dazu Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, II., 1905.

Digitized by Google

spröder Gesteine, eine makro- bis mikroskopische Kataklase. Dabei können sich die zerriebenen Körner eines Minerals, z. B. eines Quarzkristalls, so verschieben, daß sie eine dünne, senkrecht zur Staurichtung eingestellte Linse bilden. Auf diesem Wege kommt eine brüchige Schieferung zustande. In größeren Tiefen dagegen erfolgt die Schieferung bruchlos. Hier gilt der Satz Rieckes, daß die Löslichkeit eines Körpers durch Druck gesteigert wird. Darnach greift die Tiefenfeuchte jedes Mineral auf den Stauflächen an und setzt den gelösten Stoff auf den in der Staurichtung verlaufenden Flächen wieder ab. So können sich Quarzkörner durch minimalen, aber anhaltenden Stoffumsatz bruchlos zu Quarzlinsen umformen. In anderen Fällen findet gleichzeitig die früher erwähnte molekulare Verdichtung statt. Unter diesen Umständen geht z. B. ein Orthoklaskristall durch die Lösung auf den beiden Stauseiten und durch den Absatz von Kaliglimmer auf den staufreien Seiten nach und nach in eine Muscovitflaser über, die sich senkrecht zur Staurichtung ausbreitet; und ein Hornblendeprisma setzt sich in derselben Weise in ein schuppiges Biotitstreifchen um. Becke bezeichnet die bruchlose, nach dem Rieckeschen Satze vor sich gehende schieferige Umformung als Kristallisationsschieferung. Selbstverständlich wird die bruchlose Schieferung in geringerer Tiefe allmählich von der brüchigen mechanischen abgelöst.

Das ist in Kürze der Gedankengang von Beckes und Grubenmanns Ausführungen. Zu Bedenken gibt nur ein Punkt Anlaß: Der Gesteinsdruck wird als hydrostatischer und der Stau als einseitiger Druck aufgefaßt, woraus sich dann ergibt, daß die Schieferung nur durch den Stau bewirkt werden kann. Damit verträgt sich aber die Tatsache nicht, daß weitaus die meisten kristallinen Schiefer nicht quer-, sondern rechtschieferig, d. h. im Sinne der Schichtung und Wechsellagerung geschiefert sind. Ihre Paralleltextur muß in ungestörter Lagerung, also durch den Gesteinsdruck allein ausgebildet worden sein, gerade so wie die des Schiefertones und der meisten Tonschiefer, unter denen ja die transversale Steilschieferung auch nicht als Regel, sondern als Ausnahme vorkommt. Es geht sonach nicht an, dem Gesteinsdrucke nur die Verdichtung der Tiefengesteine zuzuschreiben. Er schiefert sie auch. Seine Wirkung ist eben nicht hydrostatisch, sondern wenn auch allseitig, so doch in der Vertikalen am stärksten. Beim Stau mag die Ungleichmäßigkeit — zumal in geringer Tiefe — noch weiter gehen, doch ein wesentlicher Unterschied zwischen Druck- und Stauwirkung ist nicht anzunehmen.

Nach den gegensätzlichen Wirkungen der Temperatur- und der Druckzunahme lassen sich in der Erdrinde drei Tiefenstufen unterscheiden. Die obere ist durch eine mäßige Wärme- und Drucksteigerung und durch relativ reichlichen Wassergehalt gekennzeichnet. Der Stau führt hier zur Kataklase und zur kataklastischen Schieferung. Der chemische Umsatz ist geringfügig und liefert an Neubildungen vorzugsweise molekular verdichtete und hydroxylhaltige Mineralien, z. B. Chlorit, Serpentin, Talk, Muscovit (besonders als Sericit), Epidot und Hornblende. Die mittlere Tiefenstufe ist die Stufe der Kristallisationsschieferung. Die wasserreichen Mineralien Chlorit und Talk verschwinden; doch Gemengteile von mäßigem Hydroxylgehalt sind noch bestandfähig (Muscovit, Epidot, Hornblende u. a.). Die Moleküle streben auch hier noch die dichtesten Verbindungen an (Muscovit, Granat, Epidot u. a.).

Digitized by Google

Schuppige, blätterige und faserige Neubildungen herrschen vor. In der dritten Stufe wirkt vor allem der gewaltige Gesteinsdruck. Die Schieferung rührt hier hauptsächlich von ihm her. Die Temperatur ist so hoch, daß die hydroxylhaltigen Mineralien nicht mehr bestandfähig sind. Aber auch die Bildung der spezifisch schwersten Stoffe fällt aus, weil die thermische Volumvergrößerung dem Drucke entgegenwirkt. Die herrschenden Mineralien sind daher: Orthoklas (statt Muscovit), Plagioklase, Augit, Olivin, Granat, Kordierit, Magnetit. — Der Quarz kommt in allen drei Tiefenstufen vor und auch Biotit und Hornblende zeichnen sich durch eine weitgehende Bestandfähigkeit aus.

Verfolgen wir nun die Metamorphose eines Tonschlammes, der auf sinkender Erdscholle unter anhaltender Sedimentation in große Tiefen gelangte. Von der Zusammendrückung und Verdichtung des Tons zu Schieferton und Tonschiefer sowie von den neugebildeten Kristallnadeln im Tonschiefer war schon früher (S. 36) die Rede. Zu einer Zertrümmerung und Zerreibung wie im Kalk oder gar im Dolomit kommt es wegen der Nachgiebigkeit des Pelits nicht. Es herrscht schon in der Oberstufe der chemische Umsatz vor, der zur Kristallisationsschieferung führt. Der Tonschiefer wird dabei durch und durch kristallin. Die Quarzmoleküle setzen sich an den ursprünglichen Quarzkörnchen an, die Moleküle des Kali-Tonerdesilikats scharen sich zu winzigen Muscovitschüppchen, die auf den Schieferungsflächen zusammenhängende, durch starken Seidenglanz ausgezeichnete Häutchen bilden und das hydroxylhaltige Magnesia-Tonerdesilikat wird gleichfalls senkrecht zur Druckrichtung in Chloritschüppchen abgesetzt. Im Gestein verrät sich die Umwandlung durch den zunehmenden Glanz schon makroskopisch. Der matte Tonschiefer geht durch „Glanzschiefer", die ihm noch sehr nahe stehen, in kryptokristallinen seidenglänzenden Phyllit über. Bei zunehmender Tiefe, in der Mittelstufe, ist das wasserhaltige Magnesia-Tonerdesilikat nicht mehr bestandfähig: der Chlorit wird als Biotit neu aufgelegt. Die gelösten Sericitschüppchen setzen sich an den übriggebliebenen an und bilden so größere Schuppen und Blätter von Muscovit; und auch unter den Quarzkörnchen werden die kleinen von den großen aufgezehrt. Das Ergebnis ist der Übergang des kryptokristallinen serizitisch-chloritischen Phyllits in einen deutlich kristallinen Glimmerschiefer mit vorherrschendem Muscovit und vereinzelten Biotitblättchen. Sinkt dieser Glimmerschiefer noch weiter bis in die Untersufe, so erhält und vergrößert sich wohl der Quarz und auch der Biotit, der Muscovit aber ist wegen seiner Dichte nicht mehr bestandfähig: das gelöste Kali-Tonerdesilikat wird unter dem dilatierenden Einflusse der hohen Temperatur als Orthoklas abgesetzt. So geht aus dem Glimmerschiefer der zweiglimmerige Gneis und schließlich der Biotitgneis hervor.

Wo die kristallinen Schiefer der drei Tiefenstufen nachträglich durch ungleichmäßige Schollenhebung und durch atmosphärische Abtragung nebeneinander bloßgelegt wurden, konnte die Metamorphose an den Übergängen der Typen festgestellt werden. Eine schlagende Bestätigung bietet die Tatsache, daß es Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Tonschiefer und Tone gibt, die im chemischen Bestande vollkommen übereinstimmen.[1])

[1]) Vgl. die Tabelle bei Grubenmann a. a. O. 69.

Digitized by Google

Ein Granit, der in der untersten Tiefenstufe erstarrte und dann durch Hebung in die mittlere und obere Stufe gerät, macht dabei Veränderungen durch, die der Metamorphose des sinkenden Tonschiefers entgegengesetzt sind. In der ursprünglichen Tiefe bewahrt das Gestein seinen Mineralbestand; doch werden die kleineren Kristalle von den größeren aufgezehrt, so daß z. B. ein porphyrartiger Granit ein gleichmäßig grobes Korn annimmt. Infolge der Kristallisationsschieferung legt sich der Biotit in schuppigen Flasern an die mehr oder weniger gleichgerichteten, abgerundeten Feldspattafeln und die dicken Linsen (Augen) des Quarz-Feldspataggregates. Das Gestein steht in der Mitte zwischen Granit und Gneis. Von dem sedimentären Gneis unterscheidet es sich durch seine schwache Schieferung, vor allem aber durch seine granitischen Kennzeichen: basische Konkretionen, Schlieren und Aplitadern. In der Mittelstufe wird der Granitgneis unter Stau sehr stark geschiefert. Es entstehen Linsen und selbst Blätter von Quarz und Feldspat zwischen schuppigen Glimmerhäuten. Zum Biotit gesellt sich aber schon der aus dem Orthoklas hervorgegangene Muscovit. Das Gestein ist ein zweiglimmeriger Schiefergneis. In der Oberstufe tritt als Stauwirkung Kataklase ein, die sich am deutlichsten in den zu Sandquarz zerriebenen Quarzkörnern äußert. Von Neubildungen fällt neben dem sericitischen Muscovit besonders der aus dem Biotit hervorgegangene Chlorit auf. Die Schieferung wird extrem, oft blätterig und das Gestein ist bisweilen von einem sedimentären Phyllit kaum zu unterscheiden.

Geht das Aufsteigen einer Erdscholle ohne bedeutende Stauwirkungen vor sich, so kann der Granit in seiner ursprünglichen Beschaffenheit oder mit einem geringen Muscovitgehalt, den er in der Mittelstufe erwarb, zutage treten. Darin liegt der Grund, daß die Granite der deutschen Mittelgebirge größtenteils echte Granite und Granitite blieben, während die Alpengranite in Gneise und streckenweise sogar in sericitische Phyllite umgewandelt wurden. Die Metamorphose sinkender Sedimente und steigender Tiefengesteine lieferte in allen drei Stockwerken kristalline Schiefer, die sich trotz ihrer gegensätzlichen Herkunft im Handstücke oft gar nicht auseinander halten lassen. Ein flaseriger Biotitgneis, ein zweiglimmeriger Schiefergneis und Glimmerschiefer, ein sericit- und chloritreicher Phyllit kann ebensogut von einem tonigen Schlamme wie von einem Granite abstammen Bei der geologischen Untersuchung aber kann man sich einerseits an die auffälligen und nie ganz verwischten Erscheinungen der magmatischen Spaltung und anderseits an den Wechsel sandiger und toniger Sedimente, an die Einschaltung von kristallinen Kalklagern, manchmal auch an das Vorkommen unverkennbarer Geschiebe und Gerölle, endlich, wenn auch nur sehr selten, an Versteinerungen halten. So fand Reusch im Glimmerschiefer von Bergen Konglomerate und silurische Fossilien.

Im Gegensatze zu Becke und Grubenmann vertritt Weinschenk a. a. O. die Ansicht, daß die Ausbildung der kristallinen Schiefer nicht in starrem Zustande, sondern im Schmelzkontakte mit intrusiven Massen erfolgte und daher zu den Erscheinungen der plutonischen Kontaktmetamorphose gehöre. Nur die magmatische Erhitzung und Schmelzung soll im Vereine mit den Gasen, die dem Magma entweichen, das Kristallinwerden oder das

Digitized by Google

Umkristallisieren der Gesteine ermöglichen. Wer diese Annahme, die in manchen Schiefergebieten viel für sich hat, unter allen Umständen gelten läßt, muß in den häufigen Fällen, wo die kristallinen Schiefer nicht von plutonischen Gesteinen durchbrochen werden, tiefer liegende und vollkommen verborgene Stöcke voraussetzen.

Die kristallinen Schiefer bilden auf der ganzen Erde die Unterlage der ältesten fossilführenden Formationen und sind nur in Gebieten aufgeschlossen, die eine starke Hebung und Abtragung erlitten. Auch die Erstarrungskruste des Erdballs könnte, wenn sie überhaupt irgendwo entblößt würde, nur als kristalliner Schiefer zutage treten, und zwar als geflaserter Granitgneis, wenn sie ohne Stau, und als Phyllit, wenn sie unter starkem Stau gehoben worden wäre. Außer in den ältesten Schichtenreihen — der archäischen und archäozoischen Formation — kommen auch in höheren, sogar in mesozoischen Horizonten echte kristalline Schiefer vor, allerdings nur in Gebirgen, deren Bau auf eine tiefe Einklemmung und Versenkung der umgewandelten Schichten und auf einen sehr bedeutenden Stau schließen läßt. Hierher gehören die fossilführenden metamorphen Juraschiefer in den Westalpen.

In der Beschreibung der kristallinen Schiefer geht man am besten von dem hochkristallinen, deutlich gekörnten Gneis der tiefsten Stufe aus. Dieser Gneis ist ein Quarz-Feldspataggregat, das von ebenen oder flachwelligen, aus schuppigem Biotit zusammengesetzten Flasern durchzogen wird. Wenn die Glimmerhäutchen Augen des lichten Aggregates oder einzelne abgerundete Orthoklaskristalle umschließen, wird der Flasergneis wohl auch als Augengneis bezeichnet. Neben Orthoklas kommen Plagioklase und häufig auch Granaten vor. Eine straffere Paralleltextur beherrscht den Schiefergneis der Mittelstufe, in dem Biotit und Muscovit zusammenhängende schuppige Häute bilden. Eine Abart ist der gebänderte oder Lagengneis, dessen Quarze und Feldspate zu gesonderten Linsen und Blättern ausgezogen erscheinen. Der Stengel- oder Holzgneis ist dadurch ausgezeichnet, daß die Quarz- und die Feldspatlinsen zu Stengeln und die Glimmerhäute zu Streifen gestreckt sind.

Zu den Gneisen gehört auch der Granulit, ein sehr feinkörniges, glimmerloses oder doch glimmerarmes Quarz-Feldspatgemenge, dessen ebenflächige Schieferung durch die Umwandlung der Quarzkörner in dünne Linsen und Blätter bewirkt wurde. Umhüllt der Granulit, wie in Sachsen, ein Granitmassiv, so ist er wohl als geschieferter Aplitrand aufzufassen. Als Übergemengteile stellen sich oft roter Granat und himmelblauer Cyanit ein. Granatlose Granulite pflegen Biotit zu führen und in echte Gneise überzugehen. Ein ganz dichtes, felsitähnliches Gestein von großer Härte und splitterigem bis muscheligem Bruche ist die Hälleflinta (d. h. der falsche Feuerstein) Schwedens. Dieser licht- bis dunkelgraue oder grünliche oder auch durch lagenweis wechselnde Färbung gebänderte Felsitschiefer ist aus Quarzporphyren und auch aus Porphyrtuffen hervorgegangen und weist darum oft noch Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas auf. Flasern von Muscovit oder Sericit bringen eine deutliche Schieferung hervor. Hälleflinten, die nicht kristallinen Schiefern, sondern gewöhnlichen postarchäischen Sedimenten eingeschaltet sind, werden als Porphyroide abgesondert.

Digitized by Google

Der zweiglimmerige Schiefergneis geht aufwärts in den Glimmerschiefer über. Der Orthoklas wird zu Muscovit und das Gestein besteht daher in der Hauptsache aus Quarzlinsen und aus schuppigen Häuten weißen Glimmers. Feldspäte und Biotit treten zurück. Ein sehr häufiger Übergemengteil ist der gemeine braunrote Granat. Im Hangenden des Glimmerschiefers stellt sich der kryptokristalline Phyllit ein, der durch den seidenglänzenden Sericit gekennzeichnet wird. Außer Sericit kommen in der Schiefermasse winzige Quarzkörnchen und Chloritschüppchen vor. Die meisten Phyllite sind licht- bis stahlgrau oder grünlich. Dunkelgraue und schwarze sind mit Anthrazitstäubchen erfüllt. Die charakteristische feine Fältelung des Schiefergesteins ist eine mechanische Stauwirkung, vertritt also die Kataklase spröder Gesteine. Wenn der Phyllit den Quarz nicht nur als Gemengteil der dichten Schiefermasse, sondern auch in selbständigen Linsen, Augen und Knauern führt, wird er als Quarzphyllit, und wenn er statt der Quarzausscheidungen körnigen Kalk enthält, als Kalkphyllit bezeichnet.

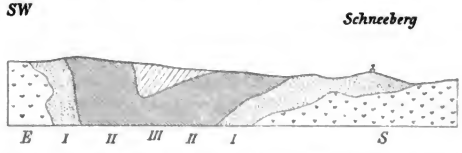


Fig. 11. Die veränderte Phyllitscholle von Schneeberg im Erzgebirge. Das Schichtstreichen liegt in der Profilebene. *E* Granitstock von Eibenstock, *S* Granitstock von Schlema. *I* Andalusitglimmerfels, 250 *m*, *II* Fruchtschiefer, 600—800 *m*, *III* Phyllit. Nach Dalmer.

In den Kontakthöfen von Tiefengesteinen erfuhr der Phyllit eine ähnliche Metamorphose wie der Tonschiefer, mit dem er ja durch Übergänge verbunden ist. Der äußere Gürtel solcher kilometerbreiter Höfe besteht aus Fleck-, Knoten- und Fruchtschiefern mit phyllitischer Grundmasse. Einwärts körnt und entschiefert sich diese Grundmasse allmählich und im innersten Gürtel steht ein knotenfreier, ganz ungeschieferter, deutlich gekörnter Glimmerfels an. In diesem biotitreichen Kontaktgesteine sind aus dem ursprünglichen phyllitischen Stoffe neben dem Biotit auch noch Kordierit oder Andalusit oder Staurolith oder Turmalin auskristallisiert. Der Kordierit gleicht in der körnigen Ausbildung, der Härte, dem muscheligen und fettglänzenden Bruche ganz dem Quarz, unterscheidet sich aber von diesem durch seine blaue Färbung. Wenn er in winzigen Körnchen eingesprengt ist, verrät ihn immer noch der starke Fettglanz des Kontaktgesteins. Der Andalusit ist gelblich, rötlichgrau oder fleischrot, hat ebenfalls Quarzhärte und bildet glasglänzende Prismen von quadratischem Querschnitt. Das dritte Tonerdesilikat, der Staurolith, kristallisiert in breiten, tafelförmigen, braunen Prismen, die zumeist kreuzweise verzwillingt sind. Die Ausscheidung aller dieser Kontaktmineralien wurde durch Mineralisatoren gefördert; bei der Bildung des Turmalins aber muß sogar eine Stoffzufuhr durch borhaltige Gase stattgefunden haben. Der Biotit setzt als Kontaktmineral nicht Flasern zu-

Digitized by Google

sammen, sondern tritt in einzelnen, richtungslos gestellten Blättern auf und ruft dadurch eine ungeschieferte, massige Textur hervor.

Die hochkristallinen Glimmerschiefer und Gneise können zwar nicht in Knotenschiefer übergehen wie die dichten Phyllite, bezeugen aber die Metamorphose sehr oft durch ihre Entschieferung und durch die Ausbildung des einen oder des andern Kontaktminerals. Auch Nester und gangförmige Lagerstätten von Graphit, die sich noch am ehesten als Niederschläge kohlenstoffhaltiger magmatischer Gase deuten lassen, kommen in den Schieferhüllen intrusiver Stöcke vor (S. 44).

Mit den Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten wechsellagern in allen archäischen Gebieten schwarze und dunkelgrüne Schiefer, die entweder aus gehobenen Dioriten und Gabbros oder aus versenkten Diabasen hervorgingen. Der tiefsten Stufe gehört der farbenprächtige Eklogit an, ein richtungslos und oft recht grob gekörntes Aggregat von rotem Granat und grasgrünem Augit (Omphacit). Der Granat hat sich aus Kalkfeldspat und Olivin, der Omphacit aus Natronfeldspat und gemeinem Augit gebildet. In der Mittelstufe, also im Wechsel mit zweiglimmerigem Schiefergneis und Glimmerschiefer, stellt sich der schwarze Hornblendeschiefer ein. In ihm ist der Augit in Hornblendenadeln umgewandelt, die den Schieferflächen folgen. Granat kommt häufig vor. Weiße Körnchen sind Plagioklase, zumeist Albit. Feldspatreichere Hornblendeschiefer heißen Amphibolite beziehungsweise Granatamphibolite. In der Phyllitstufe wird die Hornblende des Amphibolits oder der Augit eines versenkten Diabases chloritisiert und der Plagioklas in Epidot und Albit zerlegt. Das Ergebnis ist ein dunkelgrüner Chloritschiefer mit weißen Albitkörnchen und gelbgrünen Streifen von feinkörnigem Epidot (größere Epidotnadeln und Prismen sind schwarzgrün). Sind die streng parallel gelagerten Chloritschüppchen so winzig, daß das Gestein dicht erscheint, so wird es als Grünschiefer bezeichnet. Ein häufiger Übergemengteil ist der Magnetit. Er bildet oft große Oktaeder. Im Verbande mit Chlorit- und Grünschiefern erscheint als Umwandlungsprodukt olivinreicher Gesteine der früher beschriebene Serpentin (S. 21) und der Talkschiefer, ein sehr weiches, mild anzufühlendes, weißes oder grünliches, blätterig schaliges Aggregat von Talkschuppen. Chlorit- und Talkschiefer enthalten nicht selten Strahlstein und gehen auch in reinen Strahlsteinschiefer über.

Alle kristallinen Schiefer sedimentärer Herkunft führen mächtige Linsen und ganze Lager von Eisenerzen (Magneteisen, Roteisen, Eisenspat), Quarzit, körnigem Kalk und Dolomit. Von den Erzlagerstätten war schon bei den chemischen Absätzen die Rede. Der Quarzit ist ein Sandstein, dessen kieseliges Bindemittel gelöst und zum Ausbau der Quarzkörner verwendet wurde. Das Verhältnis der beiden Gesteine gleicht dem des Firns zum Gletschereise. Enthielt der ursprüngliche Kitt auch tonige Teilchen, so konnten neben Quarz Silikate ausgeschieden werden. Vor allem bildete das Kali-Tonerdesilikat in den beiden oberen Stufen Kaliglimmer und in der Unterstufe Kalifeldspat. Der Quarzit geht daher abwärts durch Sericitquarzit in Phyllit, Glimmerschiefer und Gneis über. Die Muscovit- und Sericithäutchen bewirken eine straffe Schieferung. Aber auch reine Quarzite sind oft deutlich geschiefert, da die Quarzkörner und die Körnchenaggregate durch chemischen

Digitized by Google

oder mechanischen Umsatz zu Linsen ausgezogen wurden. Ein Spalten füllendes sekretionäres Ganggestein, das in kristallinen Schiefern sehr häufig aufsetzt, ist der derbe Quarzfels und dessen kataklastisches Derivat, der brecciöse Quarzbrockenfels.

Wie der Quarz, so ist auch der Kalk- und Dolomitspat in allen Rindentiefen bestandfähig. Der Zerfall des Kalkkarbonates wird bei der hohen Temperatur der Unterstufe durch den gewaltigen Druck verhindert. Darum kommen nicht nur im Phyllit, sondern auch im Glimmerschiefer und in sedimentären Gneisen Marmorlager vor. Der kristalline Kalk ist bald feinkörnig, bald spätig und oft durch Muscovitflasern geschiefert. Sehr glimmerreiche Kalke führen zumeist auch etwas Quarz und mancherlei Silikate, wie Granat, Faserhornblende, Epidot. Man sondert sie als Kalkglimmerschiefer vom glimmerhaltigen Marmor (Cipollin) ab. Die Einschaltung phyllitischer Lagen bewirkt den Übergang in Kalkphyllit.

Digitized by Google

II. TEIL.

Historische Geologie.

Die beste Stratigraphie bietet unter den angeführten Lehrbüchern Kaysers Geologische Formationskunde, 2. Aufl. 1902. Daneben ist der durch treffliche paläontologische Erläuterungen ausgezeichnete II. Band von Neumayr-Uhligs Erdgeschichte, 2. Aufl. 1895, hervorzuheben. Im Erscheinen die mehrbändige Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgsformationen bezeichnendsten Versteinerungen, herausgegeben von einer Vereinigung von Paläontologen unter der Redaktion Frechs, seit 1880. Paläogeographische Weltkarten zur Übersicht der Land- und Wasserverteilung in den einzelnen geologischen Perioden versucht Lapparent in seinem Traité und im Abrégé de Géologie, 5. Aufl. 1903, zu entwerfen. Das Hauptwerk über Paläontologie ist Zittel, Handbuch der Paläontologie, 5 Bände 1876—1890. Einen Auszug, der den Fortschritten der letzten Jahrzehnte Rechnung trägt, bieten Zittels Grundzüge der Paläontologie, I. Invertebrata, 2. Aufl. 1903. Der Anfänger hält sich am besten an Steinmann, Einführung in die Paläontologie, 2. Aufl. 1903.

1. Stratigraphische Grundbegriffe.

Die geologische Zeitrechnung beginnt mit der Urzeit, die von der Erstarrung der schmelzflüssigen Erdoberfläche bis zu dem rätselhaften Aufkommen des organischen Lebens reicht. Damals entstand der größte Teil der kristallinen Schiefer. Diese fremdartigen Silikatgesteine bilden die tiefste erschlossene Schale der Erdrinde. Sie treten nur in Gebieten anhaltender atmosphärischer Abtragung zutage. In den übrigen Erdräumen sind sie mit Gesteinslagen bedeckt, deren Entstehung man sich an den felsbildenden Vorgängen der Gegenwart klar machen kann. Der größte Teil dieser Decke besteht aus Schichten, die sich durch ihre organischen Einschlüsse als Bodensatz alter Meere erweisen. Solang eine Erdscholle dem Meere entzogen und der Atmosphäre ausgesetzt ist, wird sie durch die vereinten oder wechselnden Angriffe der Besonnung, der Verwitterung, des Windes, des Regens, der Wasserläufe und der Gletscher erniedrigt. Festlandperioden sind Abtragperioden. Eine Stoffanhäufung geht nur in trockenen, abflußlosen Wüsten-

Digitized by Google

und Steppengebieten und im Bereiche träger, gefällschwacher Flüsse vor sich. Im allgemeinen aber ist das Festland eine Stätte des Abtrages und der Abfuhr. Erst auf dem Meeresboden werden die mechanisch und die in Lösung entführten Stoffe wieder abgesetzt und damit die Bildung neuer Gesteine eingeleitet.

Da sich auf allen Kontinenten Sandsteine, tonige Schiefer und Kalke mit fossilen Meerestieren ausbreiten und da solche marine Sedimente auch dort, wo die uralten kristallinen Schiefer entblößt wurden, zum mindesten in einigen der allgemeinen Abtragung entgangenen Sporaden vorkommen, muß die Erdoberfläche in allen ihren Teilen einmal oder auch zu wiederholten Malen Meeresgrund gewesen sein. Die unwiderlegbaren Zeugen mariner Überflutungen, die fossilen Gehäuse und Gerüste von Meerestieren in den Schichten des Festlandes, blieben lange unbeachtet und unverstanden. Nicht einmal den Hellenen gaben sie zu denken. Die Scholastiker hielten sie für Naturspiele oder auch für Modelle, die der Schöpfer probeweise verfertigte, bevor er leibhaftige Wesen erschuf. Erst im späten Mittelalter kam die auch heutzutage noch weit verbreitete Meinung auf, daß die Versteinerungen Tierreste seien, die von der Sintflut herrührten. Eine wissenschaftliche Geologie gibt es erst seit dem Ausgange des 18. Jahrhunderts, und ihr Begründer war nicht ein schulmäßig ausgereifter Fachmann, sondern ein ungelehrter, aber scharfsinniger Dilettant: William Smith (1769—1839). Smith fand auf seinen Streifzügen durch England an verschiedenen Stellen Schichten mit denselben Versteinerungen vor. Dabei beobachtete er, daß sich der Fossilgehalt ändert, wenn man von irgendeiner Schichtgruppe aus in die aufgelagerten Schichten empor- oder in die tiefer liegenden hinabsteigt. Schließlich stellte sich heraus, daß die Tiergesellschaften in denselben Schichtenreihen überall in derselben Reihe aufeinanderfolgen, daß man z. B.,

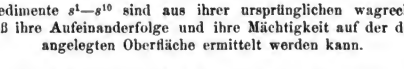


Fig. 12. Die Sedimente s^1—s^{10} sind aus ihrer ursprünglichen wagrechten Lage aufgerichtet, so daß ihre Aufeinanderfolge und ihre Mächtigkeit auf der durch Abtragung angelegten Oberfläche ermittelt werden kann.

wenn irgendwo die Schichten s^6 mit der Fauna f^6 anstehen, sicher sein kann, darüber s^7 mit f^7, s^8 mit f^8 und darunter s^5 mit f^5, s^4 mit f^4 usw. bis s^1 mit f^1 anzutreffen. So kam Smith 1775 zu den zwei Sätzen, auf denen die stratigraphische Geologie beruht: 1. Alle Schichten mit marinen Fossilien wurden auf dem Meeresboden eine auf, also nach der andern abgesetzt, und jede dieser Schichten enthält die versteinerten Überreste der Organismen, die zur Zeit des Absatzes lebten. 2. Jede Schichtgruppe wird durch einen bestimmten Fossilgehalt gekennzeichnet und läßt sich danach überall, wo sie zutage tritt, identifizieren.

Die geologischen Aufnahmen, die sich seit den Untersuchungen von Smith auf alle Kulturstaaten und darüber hinaus strichweise bis in die entferntesten Erdräume erstreckten, ergaben, daß die auf dem Boden Englands gesammelten Erfahrungen allgemeine Gültigkeit besitzen. Die Reihe, in der

Digitized by Google

die fossilen Faunen — und auch die Floren — aufeinander folgen, ist überall dieselbe und wird nirgends durch Wiederholungen unterbrochen. Stirbt eine Gattung oder eine Art in irgendeinem Abschnitte der Erdgeschichte aus, so ist sie für immer abgetan und kehrt in keiner der folgenden Schichtgruppen zurück. Dieses Gesetz der „Irreversibilität der Entwicklung" gilt sogar für die Funktionen einzelner Organe. Die Verkümmerung eines Organes wird nie durch ein — etwa von den veränderten Lebensverhältnissen gefordertes — Wiederaufleben desselben Organes, sondern höchstens durch die Bildung eines andern, zu demselben Zwecke verwendbaren gutgemacht.

Da es auf der ganzen Erde kein Gebiet gibt, in dem die Reihe der marinen Schichten von den ältesten bis zu den jüngsten lückenlos vorliegt, mußte diese ideale Reihe der Sedimente und der dazu gehörigen fossilen Organismen durch Kombination gewonnen werden. Wenn das Tafelland *A* die Schichtgruppen s^1, $s^2 \ldots s^6$, s^7, s^8, das Tafelland *B* dagegen s^7 bis s^{10} und das Gebirge *C* s^2 bis s^9 enthält, so kann man aus diesen Kettenstücken die ganze Kette s^1 bis s^{10} zusammenstellen. Auf diesem Wege gelang es, die Schichtfolge der Erdrinde und damit eine erdgeschichtliche Chronologie zu gewinnen.

Man unterscheidet fünf Zeitalter: 1. Das archäische oder prozoische, in dem die ältesten, durchaus fossillosen kristallinen Schiefer gebildet wurden. 2. Das archäozoische, dessen Sedimente die ersten Spuren tiefstehender Organismen aufweisen. 3. Das paläozoische mit einer fremdartigen, altertümlichen Lebewelt, in der die höchst organisierten Pflanzen- und Tierformen noch gar nicht vertreten sind. 4. Das mesozoische, dessen Fauna und Flora den Übergang zur Neuzeit vermittelt. 5. Das känozoische mit durchaus modernen Formen.

Jedes der drei letzten Zeitalter, das Altertum, das Mittelalter und die Neuzeit der Erdgeschichte, ließ sich der Entwicklung des Tierlebens gemäß in Perioden zerlegen, und alle Gesteine, die im Laufe einer solchen Periode auf welchem Wege immer entstanden, werden als Formation (oder System) zusammengefaßt. Die Formationen eines ganzen Zeitalters bilden eine Gruppe.

Formationsfolge.

I. Archäische (azoische) Gruppe.
II. Archäozoische Gruppe.
III. Paläozoische Gruppe:
  1. Kambrische Formation.
  2. Silurformation.
  3. Devonform.
  4. Karbonform.
  5. Permform.
IV. Mesozoische Gruppe:
  1. Triasform.
  2. Juraform.
  3. Kreideform.

Digitized by Google

V. Känozoische Gruppe:
1. Tertiärform.
2. Quartärform.

Die einzelnen Formationen, unter denen die meisten eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern erreichen, ließen sich, je weiter die Untersuchung ihres Fossilgehaltes fortschritt, immer schärfer in Abteilungen (Stockwerke), Unterabteilungen (Stufen) und schließlich in Zonen oder Lager gliedern. Eine Zone besteht oft nur aus wenigen Schichten. Ihre untere Grenze wird durch das Auftreten, ihre obere durch das Verschwinden eines bestimmten, weder in älteren noch in jüngeren Ablagerungen anzutreffenden Leitfossils bezeichnet. Die besten Leitfossilien sind pelagische Freischwimmer von raschem Artenwandel. Solche Seetiere, z. B. manche Ammonitenarten, kommen in weltweiter Verbreitung und dabei in enger zeitlicher Beschränkung, also in einem Sediment von geringer Mächtigkeit vor. So konnte das unterste Stockwerk der Juraformation, der Lias, der in Schwaben, wo er zuerst genauer untersucht wurde, nur 50—60 *m* mächtig ist, nach der vertikalen Verteilung einiger Ammoniten in 17 Zonen zerlegt werden. Die Stratigraphie strebt die Zonengliederung der ganzen Formationsfolge an. Dieses Ziel liegt aber noch in weitem Felde. Manche Formationen kommen in den geologisch erforschten Erdräumen in einer so ungünstigen Ausbildung und mit so mangelhaftem Fossilgehalt vor, daß man bisher nicht über die Unterscheidung von Stufen hinauskam.

Die Zeit, die der Absatz einer Zone, einer Stufe oder gar einer ganzen Formation erforderte, geht über das menschliche Fassungsvermögen hinaus. Wie sich dem Astronomen der Raum weitet, so vertieft sich dem Geologen die Zeit. Die Trias erreicht in Mitteleuropa durchschnittlich etwa 1000, in den Alpen über 2000 *m*, das Devon wird im Rheinland auf 5000, das Silur in England auf 8000 *m* geschätzt. Dabei bauen sich manche der kilometerstarken Formationen stellenweise aus küstenfern, also ungemein langsam entstandenen Schichten auf. Die Bildung einer meterdicken pelagischen Kalkbank währte oft so lange, daß inzwischen eine neue Cephalopodenart aufkommen, sich weltweit verbreiten und auch wieder aussterben konnte; und manche artenreiche Familie der fossilen Tierwelt erschien und verging im Rahmen einer Formation oder gar einer Formationsabteilung. Ob man nun die Entstehung neuer Arten und die ganze zu höherer Organisation aufsteigende Entwicklung des Lebens aus der Anpassung an veränderte Verhältnisse, aus der natürlichen Züchtung und Kreuzung, aus dem Auftreten von Mutanten oder aus einem transzendentalen Vervollkommnungstriebe ableitet, jedenfalls muß die Evolutionstheorie mit langen Zeiträumen rechnen. Andere Anhaltspunkte — nicht zur Abschätzung, sondern zur Beurteilung der geologischen Zeit — wird uns die Lehre von der Gebirgsbildung liefern. Es ist sichergestellt, daß zwischen der Ablagerung des Unter- und der des Oberkarbon, also in einem verhältnismäßig sehr kurzen Abschnitte der karbonischen Periode, hohe Kettengebirge von der Art der Alpen durch unmerklich fortschreitende, lang anhaltende Verbiegungen der Erdrinde aufgetrieben und durch die Angriffe der Atmosphäre wieder abgeräumt

Digitized by Google

und verebnet wurden. Alle diese Vorgänge nahmen eine dem Menschen unermeßliche Zeit, aber doch nur eine kurze Spanne der Karbonzeit in Anspruch.

In der Gliederung der Formationsfolge ist man im allgemeinen auf die Entwicklung des tierischen Lebens, und zwar der marinen Tierwelt, angewiesen, denn die Reihen der fossilen Landfaunen und Floren sind äußerst lückenhaft. Die Organismen, die nach ihrem Absterben der Luft ausgesetzt bleiben, verschwinden eben ohne Rückstand. Reste von Landtieren und Landpflanzen finden sich in der Regel nur dort, wo sie in ein stehendes Gewässer geschwemmt und auf dessen Grunde unter schlammigen Niederschlägen begraben wurden. Solche Fälle sind aber im Vergleiche mit der Anhäufung der Schalen und Gerüste von Meerestieren außerordentlich selten. Darum beruht die geologische Chronologie auf der Entwicklung der marinen Fauna. Die einzelnen Formationen wurden jedoch, wie sich aus der folgenden stratigraphischen Übersicht ergeben wird, in einem sehr kleinen Erdraume, nämlich auf deutschem und englischem Boden bestimmt; und ihre gegenseitige Abgrenzung richtete sich nach den wechselnden Umständen, unter denen die Sedimentation auf den angegebenen klassischen Stätten der geologischen Forschung vor sich ging. Es gab Zeiten, in denen dieses Gebiet ganz oder zum Teil dem Festlande angehörte, und andere, in denen es küstennaher Meeresboden, und wieder andere, in denen es Tiefseeboden war und einen mächtigen Zuwachs an pelagischen Sedimenten erhielt. So oft sich aber infolge wechselnder Hebungen und Senkungen die Umstände des Schichtenabsatzes änderten, trat 1. in der Ausbreitung der Sedimente; 2. in deren Stoffe (Sand, Riffkalk, Tonschlamm, Kalkschlamm) und 3. im Bestande der Fauna ein jäher Wechsel ein, der für die vertikale Abgrenzung der Formationen und ihrer Abteilungen maßgebend wurde. So hat schon am Beginne des vorigen Jahrhunderts William Smith die Jura- und Kreideformation Englands, bald darauf L. v. Buch die deutsche Trias und in den dreißiger Jahren R. Murchison die paläozoischen Formationen bestimmt und gegliedert.

Daß die Grenzen der Formationen und ihrer Stockwerke und Stufen nicht nur durch Unterschiede im Gestein, sondern auch durch auffällige Änderungen des Fossilgehaltes bezeichnet werden, hängt mit der strengen Sonderung der Meeresbewohner nach Tiefenstufen und nach der Küstenferne zusammen. Eine Tierform, die sich dem hohen Drucke, dem Dunkel, der gleichmäßigen Kälte und vollkommenen Ruhe der Tiefsee angepaßt hat, ist in der entlasteten und erhellten, von starken Wärmeschwankungen betroffenen und vom Wellenschlage aufgewühlten Flachsee nicht mehr möglich. Die Strand- und Flachseebewohner schützen sich mit derben Schalen gegen den Wellenschlag und neigen obendrein zur geselligen Ansiedlung (Austernbänke, Korallenriffe). Die Tiere der ruhigen Tiefe und auch jene, die fern von der Küste auf hoher See schwimmen, brauchen nur zarte Gerüste und Schalen abzusondern. (Tiefseekorallen, Nautilus.)

Der stoffliche und faunistische Charakter, den eine Ablagerung gemäß der Beschaffenheit ihres Bildungsraumes annahm, heißt ihre Fazies, ihr Gesicht. Die Hauptfazies sind: 1. Die pelagische (Kalksteine mit kleinen,

Digitized by Google

feinschaligen Foraminiferen oder mit Cephalopodengehäusen, Kieselschiefer aus Radiolariengerüsten, Kalke und Mergel mit gewissen Brachiopoden, Einzelkorallen und Haarsternen); 2. die litorale (Konglomerate, Sandsteine, Tone und tonige Schiefer mit derben Schaltlieren; Korallen- und Kalkalgenriffe); 3. die fluvial-limnische (Flußanschwemmungen, Seeabsätze, Sumpfbildungen); 4. die äolische (versteinerungslose Sandsteine — besonders rote — mit vereinzelten fossilhaltigen limnischen Einschaltungen).

Die abweichende Fazies gleichalteriger Sedimente bot der stratigraphischen Geologie die anregendsten Schwierigkeiten und Streitfragen. Wenn eine marine Schichtenreihe irgendwo als Riffkalk und daneben als Cephalopodenkalk vorliegt, so können allenfalls die Gehäuse einiger gestrandeter Hochseeschwimmer die Zusammengehörigkeit der beiden Kalkarten dartun. So wurde z. B. durch glückliche Funde von Ammoniten des roten „Hallstätter Kalkes" im riffigen „Dachsteinkalk" die Gleichalterigkeit (Äquivalenz) dieser beiden Stufen der oberen alpinen Trias festgestellt. Wenn es sich aber darum handelt, eine marine und eine binnenländische Ablagerung zu „parallelisieren", so ist man darauf angewiesen, im Liegenden und im Hangenden der nicht vergleichbaren Schichtenreihen vergleichbare Lagen (Horizonte) nachzuweisen. Ein Beispiel: Im südwestlichen Vorsprunge Englands besteht das Devon aus Sandsteinen, Schiefern und Kalken, in deren Fauna Brachiopoden und Cephalopoden vorherrschen; jenseits des Bristolkanales aber liegt, wie im übrigen England, zwischen der silurischen und der karbonischen Formation, also als Äquivalent des marinen Devon, eine 3000 *m* mächtige Schichtenreihe von roten und grauen Sandsteinen und Schiefern, in denen weder Cephalopoden noch Brachiopoden noch Haarsterne oder Korallen, sondern nur äußerst spärliche Reste von Farnen, von Panzerfischen und Riesenkrebsen vorkommen. Das ganze Sediment — der Old Red der englischen Geologen — ist als eine äolisch-limnische Bildung aufzufassen. Daß hier die devonische Formation vorliegt, wurde schon von Murchison an der Einschaltung des Old Red zwischen Silur und Karbon erkannt.

Außer durch fazielle Gegensätze wird das Vergleichen von Schichtfolgen zuweilen auch dadurch erschwert, daß in klimatisch differenzierten oder in kontinental geschiedenen Meeresräumen weit abweichende Faunen vorkamen. Solche Provinzen lassen sich schon in den ältesten Formationen nachweisen. In Nordamerika z. B. fehlt dem Kambrium der pazifischen Seite und des Felsengebirges der leitende Trilobit Paradoxides und viele andere Formen, die im atlantischen Gebiete von Labrador bis zu den Appalachen zu den häufigsten Fossilien gehören. Die Annahme eines festländischen Rückens zwischen den beiden Provinzen ist hier nicht zu umgehen. In den jüngeren Formationen — vom Jura an — konnte auch mit Sicherheit eine zonale, der Breitenzunahme entsprechende Änderung der Fauna, und zwar auch der pelagischen, nachgewiesen werden. Selbstverständlich hat man sich, ob nun die Faunenunterschiede vom Klima oder von festländischen Grenzen herrühren, beim Parallelisieren der Ablagerungen an die bald in größerer, bald in geringerer Zahl vorhandenen gemeinsamen Tierformen zu halten.

Digitized by Google

Es wurde schon hervorgehoben, daß die Formationen und ihre Abteilungen auf deutschem und englischem Boden bestimmt wurden, und daß ihre vertikalen Grenzen auffälligen Änderungen in der Ausdehnung des Meeres und in der Art der Sedimentation entsprechen. Wenn eine Schichtenreihe die horizontalen Grenzen der nächst älteren Sedimente überschreitet und weiterhin auf Schichten von höherem Alter liegt, so bietet eine solche Transgression den besten Anhalt zu einer Grenzbestimmung im vertikalen Sinne. Dasselbe gilt von einem Wechsel der Fazies, z. B. von dem Niederschlage pelagischer Schichten auf Riffkalk. Die regionalen Hebungen und Senkungen der Erdrinde, aus denen sich die Änderungen in der Ausdehnung und Tiefe der alten Meere ergaben, gingen aber nicht einmal in einem so kleinen Gebiete wie Mitteleuropa, geschweige denn in weiten Räumen, gleichzeitig und in demselben Sinne vor sich. Die Gliederung der Formationsfolge beruht demnach auf beschränkten, örtlichen Verhältnissen und kam nur durch die Autorität ihrer Urheber und weiterhin durch das Bedürfnis nach irgendeinem Referenzschema zur allgemeinen Geltung. Das Schema wäre ganz anders ausgefallen, wenn die grundlegenden stratigraphischen Arbeiten nicht in England und Deutschland, sondern in den Alpen und in den Mittelmeerländern ausgeführt worden wären.

In der Übersicht der Formationen wird immer wieder auf die jeweilig herrschenden Formen der niederen marinen Tierwelt hinzuweisen sein. Darum sollen vorerst in einer paläontologischen Einleitung die Tierkreise gekennzeichnet werden, denen die wichtigsten Leitfossilien angehören.

2. Die Kreise der fossilen Wirbellosen.

Eine Versteinerung, ein Fossil, ist der mineralisch veränderte, dauerhafte Rückstand eines Organismus. An der Luft fällt jeder organische Stoff den Angriffen der Atmosphäre und der Verwesung anheim. Unter sedimentärem Luftabschlusse dagegen kann eine langwierige Zersetzung, Lösung und mineralische Neubildung eintreten, aus der ein Teil des Organismus als stark veränderter, versteinerter Rest hervorgeht. In den Tieren werden Fleisch und Fett, knorpelige und hornige Bildungen entweder spurlos zerstört oder (was besonders vom Fett gilt) in Bitumen verwandelt. Die Hartteile aber — die Schalen und Gerüste, die Hautschilder, die Knochen, die Zähne — bleiben unter günstigen Umständen erhalten oder bewahren zum mindesten ihre Gestalt und ihr Gefüge. Diese Hartteile bestehen aus Kieselsäure (Radiolariengerüste, Spongiennadeln) oder aus kohlensaurem Kalk (Foraminiferen, Korallen, Stachelhäuter, Schaltiere) oder aus phosphorsaurem Kalk (Wirbeltierknochen). Dazu kommt noch der stickstoffhaltige, unlösliche Panzerstoff Chitin in den Hautschildern der Kruster und anderer Gliederfüßer. Ein leimgebender Stoff, der die mineralischen Bestandteile der Knochen, Schalen usw. zusammenhält und auch die Färbung mancher Hartteile, z. B. der Muschel- und Schneckenschalen, bewirkt, macht während der Versteinerung den Mineralstoffen Platz, die in Lösung zugeführt werden. Ein richtiges Fossil enthält nichts Organisches mehr, sondern ist

Digitized by Google

ganz und gar mit mineralischen Neubildungen — zumeist kohlensaurem Kalk, seltener Kieselsäure oder Pyrit — imprägniert. Nach dem Versteinerungsmittel unterscheidet man daher hauptsächlich verkalkte, verkieselte und verkieste Fossilien.

Statt echter Versteinerungen finden sich in den Sedimenten sehr oft nur die äußeren Abdrücke von Organismen oder deren Steinkerne. Ein Steinkern geht aus dem Schlamme hervor, der in eine Schale eindringt, ihre Innenseite abformt, dann erhärtet und schließlich die Schale durch Auflösung verliert. Auch Kriechspuren und Fußabdrücke blieben auf manchen Schichtflächen erhalten. Solche fossile Fährten sind auf trocknenden Schlammflächen entstanden, die mit einer weiteren, die Eindrücke ausgießenden Schicht zugedeckt wurden.

Die Beziehungen der fossilen Tier- und Pflanzenformen zu den Lebewesen der Gegenwart bereiteten der Paläontologie große Schwierigkeiten und sind in manchen Punkten noch immer strittig. Gerade die Merkmale, auf denen die botanische und zoologische Systematik beruht, sind ja durch die Zerstörung der organischen Stoffe zum größten Teil verloren gegangen; und ohne Cuviers Gesetz der Korrelation, wonach sich alle Organe eines Tieres in einer von der Lebensweise dieses Tieres beherrschten Harmonie befinden, hätte die Paläontologie nie den Anschluß an die Zoologie und damit die Möglichkeit wissenschaftlichen Forschens erreicht. Nur nach der Korrelation der Organe konnten Tierformen, von denen fossil nichts weiter als einige Zähne übrig blieben, in dem zoologischen Systeme untergebracht werden.

Da von den Land- und Süßwassertieren verflossener Perioden nur äußerst spärliche Reste zu finden sind und da auch die Entwicklung der marinen Organismen infolge der wiederholten Unterbrechung und faziellen Änderung der Sedimentation in keinem Erdraume ohne Sprung verfolgt werden kann, ist der Stammbaum der Tier- wie der der Pflanzenwelt noch immer sehr lückenhaft und unsicher. Immerhin hat die historische Geologie festgestellt, daß das Leben auf der Erde von seinem dunkeln Ursprunge in der vorkambrischen Zeit bis in die Gegenwart herein Schritt für Schritt zu höheren Organisationsformen aufstieg. In den tiefsten archäozoischen Schichten finden sich nur die Kieselgerüste einzelliger Protozoen. Im Kambrium sind bereits alle Stämme bis zu den Gliederfüßern vertreten. Im Silur setzen die Wirbeltiere ein, und zwar mit der niedrigsten Klasse, den Fischen. Die Amphibien und Reptilien folgen in der zweiten Hälfte des Paläozoikums. Im Mesozoikum kommen die ersten Vögel und Säugetiere auf: primitive Sammel- und Embryonalformen. Im Känozoikum endlich erscheint der Mensch. Wie in der gesamten Tierwelt, so lassen sich aber auch in den einzelnen Stämmen und ihren Abteilungen und Unterabteilungen gewisse Entwicklungsreihen erkennen. Die Stammesgeschichte lehrt im großen geradeso wie die embryonale Geschichte jedes Einzelwesens im kleinen, daß sich der belebte Stoff in fließender Entwicklung vervollkommnet. Die Evolution des Lebens, die schon die Philosophie der Alten beherrschte, ist somit auch geologisch eine sichere, einwandfreie Erkenntnis, vor der kein dogmatischer Widerspruch mehr laut werden darf. Doch die Ursachen und auch die Umstände

Digitized by Google

der organischen Entwicklung sind nach wie vor Darwin durchaus rätselhaft; und die erfahrungsmäßigen Erklärungsversuche — Anpassung, natürliche Züchtung, Mutation — haben sich als so unzureichend erwiesen, daß man die metaphysische Annahme eines dem Leben eigentümlichen, nur in seinen Äußerungen verständlichen Fortbildungstriebes nicht entbehren kann. Das Vorkommen von Dauerformen, wie des Brachiopoden Lingula, der Muschel Arca, des Kopffüßers Nautilus, die sich aus dem ältesten Paläozoikum in starrer Unveränderlichkeit bis in die Gegenwart erhielten, gibt als seltene Ausnahme nur ein neues Rätsel auf. Doch solche Zweigfragen vermögen die Hauptsache: das Aufsteigen des Lebens im Laufe der geologischen Zeit, nicht zu verdunkeln. Das gilt auch von der alten Streitfrage, warum manche Formenreihen, wie die Ammoniten, nicht bis in die Gegenwart hereinreichen, sondern unterwegs zu Ende gingen. Dieses Ende wird durch auffällige Degenerationserscheinungen eingeleitet: die Gestaltungskraft, das Vermögen, neue Arten hervorzubringen, nimmt rasch ab, es kommen Krüppel- und daneben Riesenformen auf. Die Ursache des Niederganges und des Absterbens ganzer Stammesreihen ließ sich jedoch nicht ergründen. Es gibt noch immer keine bessere, ja überhaupt keine andere Erklärung, als die Annahme, daß jeder Stamm sein Lebensmaß besitzt und diese Mitgift um so rascher verbraucht, je mehr er sich auslebt, d. h. zu je stärkerer Artenfülle er heranwächst. Alle Dauerformen gehören Reihen an, die sich sehr langsam und kärglich entwickelten.

Wurzelfüßer (Rhizopoda).

Die einzelligen Urtiere oder Protisten, die als Vorläufer der gesamten Tierwelt gelten und deren erstes Auftreten daher in das Meer der präkambrischen Urzeit zu verlegen ist, besitzen zumeist keinerlei Hartteile. Nur die Wurzelfüßer scheiden ein festes, kalkiges oder kieseliges Gerüst aus. Es sind winzige Protoplasmatröpfchen, die sich gleich den weißen Blutkörperchen der hochstehenden Organismen in wurzelartige Fortsätze (Pseudopodien) ausziehen und damit wie mit Fangarmen ihre Nahrung ergreifen und umhüllen. Für den Geologen kommen zwei Ordnungen in Betracht: die Foraminiferen, die eine Kalkschale, und die Radiolarien, die ein Kieselskelett absondern.

Die einfachste Form der Foraminiferenschalen ist eine kugelige Kammer mit einer größeren, oft halsartig ausgezogenen Öffnung. Ist die Kammer schlauchartig gestreckt, so erscheint sie gewöhnlich zum Knäuel aufgewunden. Die meisten Schalen setzen sich jedoch aus vielen, durch Scheidewände miteinander kommunizierenden Kammern zusammen. Die Kammerreihe wächst entweder in der Form eines Stabes oder in ammonitenartiger, schneckenartiger oder ganz unregelmäßiger Einrollung. Einige Gattungen, die Imperforata, haben eine dichte, undurchlöcherte Schale und können daher ihre Scheinfüße nur durch die Öffnung der äußersten Kammer austreten lassen. Die meisten aber gehören zu den Perforaten, die ihre Pseudopodien durch feine Poren der Schale herausstülpen.

Alle Kalkforaminiferen sind marin. Die des pelagischen Planktons,

Digitized by Google

also die frei in den obersten Wasserschichten schwebenden und treibenden, haben winzige und äußerst zarte Gehäuse, die sich durch lange, feine, stachelartige Auswüchse schwebend erhalten. Hierher gehören die Globigerinen, deren schneckenartig aufgewundene, aus kugeligen, locker gereihten Kammern bestehende Schalen den küstenfernen Kalkschlamm der gegenwärtigen Meere bilden und schon in mesozoischen Zeiten mächtige pelagische Sedimente anhäuften. Im Gegensatze zu den treibenden sondern die bodenständigen, zumal die litoralen Foraminiferen, die eine Größe von 1 *cm* und darüber erreichen, recht derbe und aus vielen Kammern bestehende Schalen ab. Die linsen- oder münzenförmigen Nummuliten, die nach Ammonitenart spiralig in einer Ebene eingerollt sind, bauten in der älteren Tertiärzeit ganze Schichtenreihen auf. Dasselbe leisteten in der Karbonzeit die Fusulinen, die gleichfalls mit umfassenden Windungen eingerollt, aber der Einrollungsachse nach spindelförmig ausgezogen sind.

Fig. 13. Globigerina bulloides ($\frac{40}{1}$) von oben. Jungtertiär.

Fig. 14. Ein Nummulit mit umfassenden Umgängen (Nummulina) von der Seite und im Querschnitt.

Fig. 15. Fusulina cylindrica ($\frac{4}{1}$), Karbon. Links von der Seite, rechts Mündung.

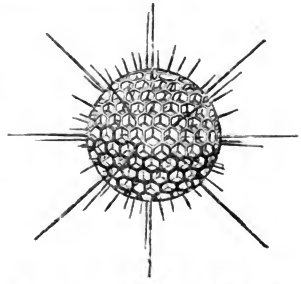


Fig. 16. Stachelige Gitterkugel eines Radiolars, stark vergrößert. Aus Walther, Allg. Meereskunde.

Die mikroskopischen oder doch nur millimetergroßen Radiolarien werden durch eine Hautkapsel in eine äußere Kugelschale und einen zentralen Teil zerlegt. Die Protoplasmaschale sondert ein ungemein zierliches, oft in vorbildlichen Kunstformen angelegtes Kieselgerüst ab, das entweder nur aus vereinzelten Nadeln oder aus locker zusammengefügten Ringen oder aus einer Gitterkugel besteht. Nicht selten sind sogar mehrere Gitterkugeln konzentrisch ineinander geschachtelt und durch radiale Stäbchen verbunden. Außer kugeligen gibt es auch kelchförmige und flache, linsenförmige Gitterschalen. Die Oberfläche starrt gewöhnlich von Dornen und langen Stacheln.

Die Radiolarien gehören vorzugsweise dem Plankton an. Sie wurden aber auch schon aus großen Tiefen heraufgeholt. In litoralen Sedimenten und im Globigerinenschlamme treten ihre Gerüste ganz zurück. In den tiefsten Gründen aber, wo die Kalkschalen der Foraminiferen aufgelöst werden, reichern sich die kieseligen Sinkstoffe im Bodensatze stark an; und

Digitized by Google

stellenweise wird der Tiefseeboden sogar ausschließlich von reinem Radiolarienschlamm eingenommen. Diesem organischen Kieselschlamme entspricht der Hornstein und Kieselschiefer älterer und der ältesten Formationen. Sogar in archäozoischen Schichten wurden Radiolariengerüste nachgewiesen: die ersten sicheren Spuren des Lebens auf der Erde.

Korallen- oder Blumentiere (Anthozoa).

Schon in der vorkambrischen Urzeit muß sich die Tierwelt durch die Arbeitsteilung der Zellen und durch die Vereinigung der differenzierten Zellen zu ganzen Zellstaaten stufenweise zu einer höheren Organisation erhoben haben. Auf der ersten Stufe über den Protozoen stehen die Hohltiere oder Cölenteraten. Ihr gallertartiger Körper ist ein Sack oder Schlauch, dessen einfacher Hohlraum zur Aufnahme der Nahrung dient. Die primitivsten Hohltiere, die Schwämme (Spongien) ziehen das Atem- und Nährwasser durch Poren in ein stark verzweigtes Röhrensystem ein und stoßen es aus der Leibeshöhle durch die Mündung (Osculum) wieder aus.

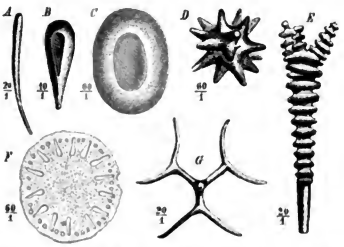


Fig. 17. Skelettelemente von Kieselschwämmen. *A* Nadel, *B* Keule, *C* Kugel, *D* Stern, *E* spiraliger Vierstrahler, *F* Scheibe, *G* gegabelter Anker. Nach Steinmann.

Mit Ausnahme der reinen Gallertschwämme sondern alle Spongien ein horniges, kalkiges oder kieseliges Gerüst ab, das aus winzigen, entweder lose verteilten oder zu einem richtigen Gerüst verbundenen Nadeln, Haken, Spangen, Ankern, strahligen Sternen, Kugeln und Scheiben besteht. Fossil sind die Hornschwämme von der Art des Badeschwammes nie und die Kalkschwämme selten erhalten. Aber auch die Skeletteile der Kieselschwämme wurden (als wasserhaltige amorphe Kieselsäure) leicht gelöst und zu Feuersteinknollen und anderen Kieselkonkretionen zusammengetragen.

Viel wichtiger als die Schwämme sind die Korallen. Ihr sackförmiger Leib hat am oberen Ende, der Mundscheibe, eine weite, von farbenprächtigen Fangarmen umstellte Einzug- und Auswurföffnung, die durch das Magenrohr (Oesophagus) mit der Leibeshöhle in Verbindung steht. Diese Höhle ist nicht mehr so einfach wie bei den Spongien, sondern wird zur Erweiterung der Verdauungsfläche durch radial einspringende Falten der Leibeswand in sternförmig gestellte Taschen zerlegt. Die fleischigen Septen

Digitized by Google

heißen Mesenterien und die Taschen Mesenterialfächer. Aufwärts reichen die Fächer, die etwa den Darmzotten der höheren Tiere entsprechen, bis zum Magenrohr. Sie setzen sich aber durch die Mundscheibe in die hohlen Fangarme fort, so daß jedem Mesenterialfache ein Tentakel entspricht.

Die Korallen leben nur im Meere. In der Tiefsee stecken sie vereinzelt im Schlamme, auf seichten Böden und an der Küste aber siedeln sie sich mit Vorliebe in stockförmigen Kolonien an. Manche Gattungen wachsen jedoch auch hier als Einzeltiere auf, indem sie sich mit dem unteren Ende, der Fußscheibe, wie mit einem Saugnapfe festheften. Fossil

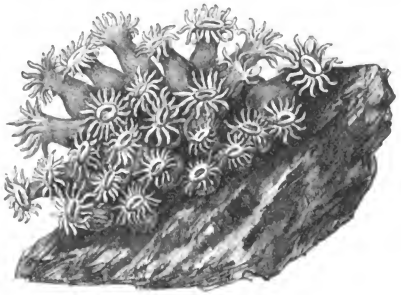


Fig. 18. Auf einem Küstenfelsen aufgewachsene Anthozoen (Astroides calycularis des Mittelländischen Meeres, orangegelb). Nach Keller.

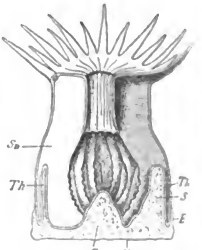


Fig. 19. Schematischer Längsschnitt durch ein Korallentier, nach Claus. Links ist ein Septum *Sp*, rechts eine Tasche getroffen. *F* Fußplatte, *Th* Theca, Mauerblatt, *S* Sklerosceptum, *E* Epithek, *C* Columella.

kommen nur die Kalkkorallen vor, die ein festes, becher- bis röhrenförmiges Hautgerüst aus Aragonit, die Zelle, absondern. In der Fußscheibe entsteht das Fußblatt oder die Basis und von hier aus wächst das Skelett empor, indem es den Schlauch des Polypen vor sich herstülpt. In der Mitte der einzelnen Taschen — also nicht in den weichen Septen — setzen sich die radiär gestellten Sklerosepten (Sternleisten) an, und im unteren Teil des Schlauches wird die zylindrische Theca, die Mauer, ausgeschieden, die die Außenränder der Sternleisten verbindet. Manche Polypen überziehen auch noch die Außenseite des Schlauches mit einem Kalkblatte, der Epithek. In der Mitte des Fußblattes endlich ragt oft ein kegel- oder pfeilerförmiger Auswuchs, Columella, das Säulchen, auf. (Fig. 19.)

Unter den ältesten stockbildenden Korallen herrschen röhrenförmig ausgezogene Zellen vor, in denen die Sklerosepten noch fehlen oder nur durch schwache Leisten und Dornenreihen vertreten werden. Dafür stellen sich Kalkblätter (Tabulae, Böden) ein, die den ganzen Polypen quer durchziehen. Solche Korallen werden als Bödenkorallen, Tabulata, zusammengefaßt. Fig. 20 und 21 stellen zwei der ältesten Formen dar. Halysites

Digitized by Google

hat flachgedrückte Röhren, die nur mit den Schmalseiten zusammenstoßen und daher an die Glieder einer Kette erinnern; Favosites bildet prismatische, allseitig lückenlos anschließende Zellen.

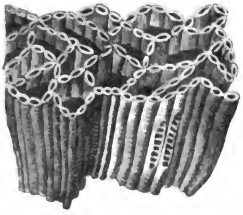


Fig. 20. Halysites catenularia, Obersilur.

Fig. 21. Favosites gotlandica, Obersilur.

Im Vergleiche mit den Bödenkorallen sind die Steinkorallen (Madreporaria), die seit dem mesozoischen Zeitalter die Hauptrolle spielen, im Bau des Gerüstes insofern weiter gekommen, als sie auch richtige Sternleisten absonderten. Das Gefüge, das sich aus der radiären Einstellung der Sklerosepten ergibt, erinnert an den Bau der Mohnkapsel. Die ursprüngliche Anlage der Septen ist aber nicht sternförmig, sondern zweiseitig symmetrisch. In der Korallenlarve stülpt sich die Leibeswand zunächst nur in zwei gegeneinander gerichteten Falten ein, wodurch zwei Taschen angelegt werden.

Fig. 22. Paläozoische Einzelkoralle (Zaphrentis cornucopiae, Karbon) mit fiederstelligen Septen. Oben Hauptseptum, unten Gegenseptum, links und rechts je ein Nebenseptum.

Fig. 23. Radiäre Septen. Thecocyathus mactra, Jura. Von der Seite und von oben.

Nachträgliche Einstülpungen stellen weitere Schlauchfächer her und in diesen Fächern — im ganzen gewöhnlich sechs — bilden sich die ersten Sklerosepten (Primärsepten). Durch das Aufkommen schwächerer Zwischensepten und durch die Wiederholung dieses Einschubes in mehreren Zyklen werden die sechs Primärsepten vervielfacht (Fig. 23). Diese Art der Septenbildung ist den meisten meso- und känozoischen Korallen eigen (sechszählige oder Hexakorallen). Sie kommt aber in dem angegebenen embryonalen Stadium dem Baue der vierzähligen paläozoischen Steinkorallen, die im Gegensatze zu den stockbildenden Tabulaten vorzugsweise als Einzelkorallen lebten, sehr nahe. Diese alten Formen (Fig. 22) schieden zunächst in der Symmetrieebene ein Septenpaar, das Haupt- und das Gegenseptum, aus. Dazu trat ein zweites Septenpaar, das mit dem ersten ein Kreuz bildete:

Digitized by Google

die beiden Seitensepten. Alle weiteren Sternleisten aber schalteten sich fiederig oder auch radiär in das primäre Septenkreuz ein. Erst im mesozoischen Zeitalter wurden die Tetrakorallen von den ausschließlich radiären Hexakorallen verdrängt.

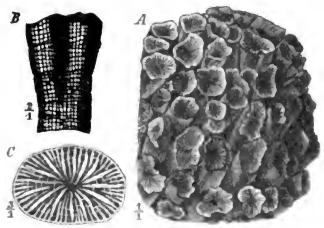


Fig. 24. Radiäre Septen der mesozoischen Stockkoralle Lithodendron. *A* Oberfläche eines bündelförmigen Stockes, *B* Teilung einer Zelle, *C* Querschnitt einer Zelle und ihrer Septen. Nach Steinmann.

Auch im Baue der Zellenwandung weichen die jüngeren Formen von den alten erheblich ab. Die Tabulaten schieden im Schlauch nur die Epithek aus. Bei den Tetrakorallen entstand innerhalb dieser äußeren Kalklage noch eine innere: die Mauer. Bei den stockbildenden Hexakorallen endlich ist die Epithek gewöhnlich verkümmert, so daß die Wand nur aus der von den Septen durchwachsenen Mauer besteht. Die Septen ragen dann als „Rippen" hervor und verwachsen wohl auch mit den Rippen der Nachbarzellen. Die Zwischenräume der strahlig angeordneten Auswüchse der Septen werden vom Gemeinfleisch, dem Cönosark, eingenommen, das aus der Wucherung der Einzeltiere hervorgeht. Wenn das Cönosark nicht durch Rippen gestützt wird, so scheidet es selbst ein unregelmäßiges, löcheriges Kalkgerüst, das Cönenchym, aus.[1]) Die Fortpflanzung der Korallen und das Wachstum der Stöcke wird im Zusammenhange mit den Riffbauten behandelt werden.

Eine vermittelnde Stellung zwischen den Korallen und den Schwämmen nehmen die Hydrozoen ein: cönosarkreiche Kolonien, deren kleine Einzeltiere noch keinen faltigen Darmsack besitzen. Fossil kommen rindenartige Überzüge und knollige bis kugelige Stöckchen vor, in deren feinmaschigem, kalkigem Cönenchym die kleinen zylindrischen Hohlräume der Einzelpolypen liegen. Selbstverständlich sind die Röhren frei von Sternleisten. Bei anderen Hydrozoen liegt das Cönosark in hornigen Stäbchen und verzweigten Stämmchen, an denen sich die winzigen Hornzellen der Polypen aneinander reihen. Hierher gehören die Graptolithen des Silur. Ihre Achsen sind gestreckt,

[1]) Bei der roten Edelkoralle und ihren Verwandten umhüllt das Cönosark, in dem die skelettlosen Einzeltiere stecken, ein baumartig verzweigtes axiales Gerüst, das mit den Zellen der geologisch wichtigen Formen nichts gemein hat.

Digitized by Google

gekrümmt, spiralig eingerollt, verzweigt oder blattförmig ausgebreitet; und die kleinen Zellen sitzen wie Sägezähne an einem oder an beiden Rändern. Fig. 25 gibt einige der häufigsten Formen wieder. Die zarten Stäbchen werden immer in Menge, aber zusammenhanglos in ungemein feinkörnigem, zumeist kohligem „Graptolithenschiefer“ angetroffen. Sie bildeten jedoch keine selbständigen und seßhaften Kolonien, sondern gehörten dem Plankton an und waren als Anhängsel eines gemeinsamen blasenartigen Schwimmkörpers zu Gruppen vereinigt.

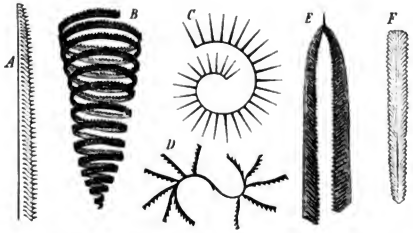


Fig. 25. Verschiedene Graptolithen. *A* Monograptus colonus, Obersilur. *B* Monograptus turriculatus, Obersilur. *C* Rastrites Linnei, Obersilur. *D* Coenograptus gracilis, Untersilur. *E* Didymograptus Murchisoni, Untersilur. *F* Diplograptus palmeus, Obersilur. Nach Steinmann.

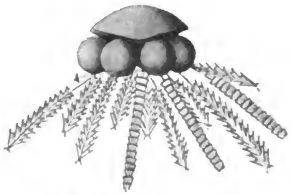


Fig. 26. Diplograptuskolonie mit der Schwimmblase (Pneumatophor) und einem Kranze zarter Genitalblasen (Gonangien). Nach Rüdemann.

Stachelhäuter (Echinodermata).

Die Bauart der Stachelhäuter macht man sich am besten am Seestern klar. Die Oberseite dieses Tieres ist eine höckerig aufgetriebene Scheibe mit zentraler Afterlücke und mit fünf regelmäßig ausstrahlenden „Armen“ (Radien). Was in den einspringenden Winkeln zwischen den Radien liegt, heißt interradial. In der Mitte der Unterseite öffnet sich die fünfeckige Mundlücke mit dem ausstülpbaren Schlunde. Durch jeden Arm zieht von hier weg eine Furche, aus der eine Doppelreihe feiner, mit Saugscheiben ausgestatteter Schläuche hervortritt. Diese schwellbaren Anhänge,

Digitized by Google

mit denen sich das Tier kriechend und kletternd von der Stelle zieht, heißen Ambulakralfüße und die mit ihnen besetzten ventralen Armstrecken Ambulakren.[1]) Die Schwellung und Streckung der Saugfüßchen bewirkt der Seestern durch Wasser, das er aus einer radiären, den Armfurchen folgenden Röhrenleitung einpumpt. Dieses Wassergefäß- oder Ambulakralsystem, das allen Stachelhäutern eigen ist, geht von einem Ringgefäß um

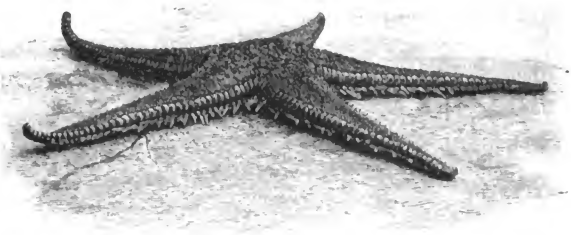


Fig. 27. Seestern mit starkem Plattensaume. Auf der Bauchseite die Schwellfüßchen. Nach Keller.

den Schlund aus. Die Wasserzufuhr aber erfolgt durch einen Kanal, den „Steinkanal", der neben dem After durch eine siebartig durchbohrte Kalkplatte, den Madreporit, mündet. Die exzentrische Lage der Mündung läßt nur eine, durch den Afterpol und den Madreporiten gelegte Symmetrieebene zu. Die Seesterne sind also trotz der radiären Anlage ihrer Arme nicht polysymmetrisch, sondern zweiseitig symmetrisch.

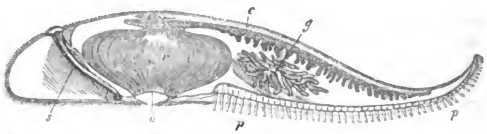


Fig. 28. Radialschnitt eines Seesterns, rechts durch ein Ambulacrum, links durch ein Interambulacrum. *s* Steinkanal mit Madreporenplatte, *o* Mund, *r* Magen, *c* Leberschlauch, *g* Genitaldrüsen, *p* Füßchen. Nach Hertwig.

Außer dem Ambulakralsystem dringen auch Nervenstränge, Blutgefäße und besondere, vom zentralen Darmsack abzweigende Blinddärme in die Radien ein. Die Geschlechtsorgane mit eigener Öffnung (Genitalöffnung) liegen in den Interradien. In der Haut kommt es zu Verkalkungen, durch die ein lückenhaftes, aus lauter Kalzitkristallen bestehendes Gerüst hergestellt wird. Die Rückenhaut stülpt zwischen den Kalktafeln zerlappte Fortsätze aus, die zur Kiemenatmung dienen. Daneben ist die verkalkte Haut

[1]) Ambulacrum ein mit Bäumen bepflanzter Spazierweg, Allee.

Digitized by Google

dicht mit stachelartigen Auswüchsen besetzt, die den Namen Stachelhäuter rechtfertigen.

Fossil kommen von dem ganzen Stamme der Echinodermata nur zwei Klassen häufig vor: die Seelilien oder Haarsterne (Crinoidea) und die Seeigel (Echinoidea).

Die Crinoiden sind die einzigen Stachelhäuter, die mit einem gegliederten, wurzelartig oder in eine Haftscheibe auslaufenden Kalkstiele auf dem Meeresgrunde festsitzen. Das Tier bildet einen bauchigen Kelch, von dessen oberem Rande die einfachen oder verzweigten, starren oder beweglichen Arme ausstrahlen. (Fig. 29.) Mund und After befinden sich auf der Oberseite des Kelches, in der Kelchdecke. Vom Munde weg gehen Ambulakren aus, die auf der Innenseite der Arme fortlaufen und mit Schwelltentakeln besetzt sind. In den Armen wie im Kelch wurde durch Verkalkung ein festes Hautgerüst gebildet. Es besteht aus Tafeln und Täfelchen, die im Kelche starr, in den Armen dagegen zumeist mit Gelenkflächen verbunden sind. Nur die paläozoischen Crinoiden hatten starre, schwer bewegliche Arme, was man an den glatten oder rauh ineinander greifenden Flächen der einzelnen Armglieder erkennt. Im Gegensatze zu diesen primitiven Gattungen, die als Tesselata zusammengefaßt werden, sind die jüngeren, seit der mesozoischen Ära herrschenden Formen, die Articulata, dadurch ausgezeichnet, daß die Glieder ihrer Arme von einem axialen Kanal durchzogen werden und daß die Berührungsflächen der einzelnen Glieder Gelenke bilden. Ein solches Gelenk besteht aus einer diametrischen Leiste, die in eine entsprechende Rinne der anliegenden Fläche eingreift.

Auf Einzelheiten in dem gesetzmäßigen Baue des Hautskelettes kommt es hier um so weniger an, als von fossilen Crinoiden in der Regel nur die zerfallenen Stiele übrig blieben. Diese Stiele, die bei manchen Gattungen eine Länge von mehreren Metern erreichten, sind von kreisrundem, vier- und fünfeckigem oder auch rosettenartigem Querschnitt und bestehen aus fest oder gelenkig verbundenen Täfelchen, zwischen denen beim lebenden Tiere elastische knorpelige Einlagen vorhanden sind. Die Stielglieder zeigen auf den Gelenkflächen charakteristische, aus radialen Leisten, Gruben und Streifen zusammengesetzte Muster. In der Mitte sind sie stets durchbohrt, da vom Kelch weg ein Gefäß- und Nervenstrang in einem axialen Kanal durch den ganzen Stiel hindurchgeht. Wie der Stiel, so sind auch die Ranken gebaut, die bei vielen jüngeren Gattungen von ihm abzweigen.

Die rezenten gestielten Haarsterne sind Tiefseetiere. Fossile Formen aber kommen auch in Schichten und in einer Tiergesellschaft vor, die auf geringe Meerestiefen schließen lassen. Den Höhepunkt der Entwicklung erreichten die Crinoiden schon im Paläozoikum mit ihren tesselaten Formen. Später wurden sie von den Seeigeln in der Vorherrschaft unter den Stachelhäutern abgelöst. Immerhin kommen in mesozoischen Schichtenreihen noch mächtige Lagen vor, die ganz und gar aus den Gliedern (Trochiten) von Crinoidenstielen bestehen (Crinoiden- oder Trochitenkalk). Die Tesselaten wurden im Mesozoikum vollständig von den Artikulaten verdrängt, die sich durch die gelenkigen Arme, durch die wenig oder gar nicht verkalkte Kelchdecke und auch durch das Vorkommen ungestielter Formen

Digitized by Google

auszeichnen. In der Stiellosigkeit kehren diese jungen Gattungen zu den uralten Beutelstrahlern (Cystidea) zurück, deren Organisation viel tiefer steht als die der eigentlichen Crinoiden. Die Cystideen hatten einen beutelförmigen Kelch, der mit der Basis oder mit einem kurzen, rankenlosen, unentwickelten Stiele festsaß. Eine Gattung lebte sogar frei. Die Tafeln des Kelchgerüstes sind ohne Gesetzmäßigkeit zusammengefügt und weisen Poren auf, die vermutlich zum Einziehen des Wassers dienten. Auch die „Arme", die nur ausnahmsweise

Fig. 29. Lebender Haarstern aus der Tiefsee, Pentacrinus Wyville-Thomsoni. Der Stiel mit Rankenwirteln, die Arme mit fiederigen Anhängen (Pinnulae). Nach Keller.

Fig. 30. Ein tesselater Haarstern des Karbon: Actinocrinus pyriformis mit 20 doppelzeiligen, gefiederten Armen, röhrig ausgezogenem After und rundem Stiel ($\frac{1}{1}$).

Fig. 31. Ein silurischer Beutelstrahler: Echinosphaerites aurantium. Unten die warzenförmige Anheftungsstelle, oben der halsartig ausgezogene Mund, daneben die Genitalöffnung, darunter die Klappenpyramide des Afters.

Digitized by Google

erhalten blieben, sind sehr unvollkommen entwickelt. Die Ambulakren werden gewöhnlich durch Furchen bezeichnet, die von dem polständigen Munde ausgehen. Die Beutelstrahler stellten sich schon im Kambrium ein, wuchsen im Silur zur größten Artenfülle an und starben im Karbon aus.

Die höchste Stufe der Ausbildung erreichen die Stachelhäuter in den frei beweglichen, armlosen Seeigeln, die in der Flachsee, zumal auf Korallenriffen, scharenweise vorkommen, aber auch in der Tiefseefauna mit mehreren Gattungen vertreten sind. Ihr Hautskelett bildet eine geschlossene, kugelige bis schildförmige Schale von rundem, herzförmigem oder fünfeckigem Umriß. Starke, bewegliche Stacheln dienen zur Wehr und auch zu einer Art von Stelzengang. Die Kalktäfelchen des Panzers sind in Doppelreihen angeordnet, die sich meridional von Pol zu Pol erstrecken. Bei den spärlichen paläozoischen Formen, den Palechinoiden, schwankt die Zahl der Streifen und ihrer Tafelreihen; die jüngeren Gattungen dagegen haben gewöhnlich 10 Doppelreihen.

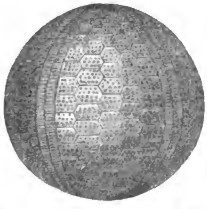


Fig. 32. Regulärer kugeliger Seeigel: Palaechinus elegans, Karbon, mit schmalen, zweizeiligen Ambulakralfeldern.

Fig. 33. Scheitelschild von Micraster. 4 Genitaltäfelchen mit größeren Öffnungen. Die Haupttafel der poröse Madreporit. 5 Augentäfelchen mit je einer Pore.

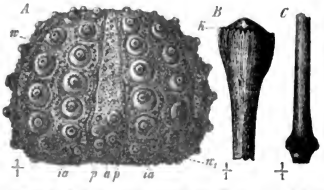


Fig. 34. Hemicidaris crenularis aus dem obersten Jura. *a* Ambulakralfelder mit den welligen Porenstreifen *p*, *ia* Interambulakren, *w* Stachelwarzen auf *ia*, w_1 auf *a*. *B* oberes Stachelende mit kranzförmigem Absatz *k*, *C* unteres Ende mit dem Ringe. Nach Steinmann.

Bis in die mittlere Jurazeit gab es nur radiär gebaute Seeigel, die Regularia. Sie werden dadurch gekennzeichnet, daß die Mundlücke, die rund, fünf- oder zehneckig, oval oder auch zweilippig sein kann, im Pol der Unterseite, und die runde oder fünfeckige Afterlücke im Pol der Oberseite liegt. Vom Munde gehen 5 Ambulakralgefäße meridional bis zum Afterpol und die Ambulakren fallen mit jenen 5 Doppelreihen zusammen, deren Täfelchen von rundlichen Poren durchlöchert werden (Fig. 34). Durch die Poren treten die weit ausstreckbaren, mit Haftscheiben versehenen

Digitized by Google

Schwellfüßchen hervor, die dem Seeigel selbst das Erklimmen senkrechter Felsen ermöglichen. Die 5 Doppelreihen der durchbohrten Plättchen heißen Ambulakralfelder und die mit ihnen abwechselnden 5 Doppelreihen größerer porenloser Plättchen Interambulakralfelder. In beiden Feldern sind die Tafeln fest durch Zickzacknähte miteinander verbunden. Die Interambulakralfelder oder Interradien gehen rings um den Afterpol in größeren Tafeln zu Ende, die von den Öffnungen der Eierstöcke durchbrochen werden und daher Genitaltafeln heißen (Fig. 33). Eine darunter ist siebartig durchlöchert: der Madreporit. In den Zwischenräumen der Genitaltafeln liegen 5 kleinere Täfelchen, die wegen eines dunkeln Fleckes den Namen Augen- oder Ocellartäfelchen erhielten. An ihnen endigen die Ambulakralfelder oder Radien, die gewöhnlich viel schmäler sind als die Interradien. Die Genital- und die Augentäfelchen zusammen bilden um den Afterpol einen Ring: das Scheitelschild.

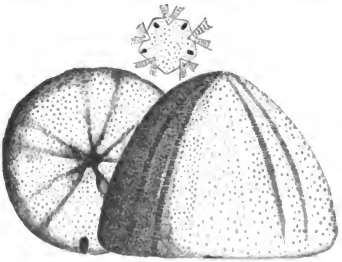


Fig. 35. Die irreguläre Form Conoclypeus conoideus, alttertiär ($\frac{1}{2}$). Links die Unterseite mit rundlichem After und zentralem Munde, in den die Interradien als Vorsprünge eindringen. Rechts Seitenansicht mit den Porenstreifen der Ambulakren. Oben das hauptsächlich vom Madreporiten gebildete Scheitelschild.

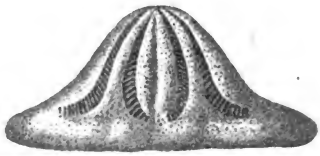


Fig. 36. Clypeaster aegyptiacus aus dem obersten Tertiär. Fünfseitiger Umriß, Ambulakralrosette ($\frac{1}{2}$).

Fig. 37. Scutella subrotunda aus dem mittleren Tertiär. Durchschnitt mit stalaktitenförmigen Kalkpfeilern im Innern.

Die derben Kalkstacheln, die oft zu Keulen anschwellen, bestehen aus dem Stachelkörper oder Stiel, der in der Regel rauh gestreift oder dornig ist, und aus dem Kopf, der sich durch eine schwache Einschnürung, den Hals, vom Körper abzuheben pflegt. Zwischen Kopf und Hals liegt der Ring. An ihm sind die elastischen Bänder befestigt, mit denen die Stacheln an der Schale haften. Die Beweglichkeit wird durch Kugelgelenke ermöglicht: die Unterseite des Kopfes ist hohl und paßt auf eine halbkugelige Warze der Schale. Mit solchen Warzen sind besonders die Interambulakralfelder besetzt. Auf den Ambulakren kommen nur spärliche und kleine Warzen und Stacheln vor. Die Stacheln sind dank ihrer Stärke und Widerstandsfähigkeit sehr oft das einzige, was vom Seeigelpanzer erhalten blieb; aber selbst wenn sich der ganze Panzer im besten fossilen Zustande vorfindet, sind die Stacheln immer von ihm abgefallen.

Digitized by Google

Im Paläozoikum spielten die Seeigel neben den Haarsternen eine ganz untergeordnete Rolle. Erst im Jura, als die Irregulären aufkamen und die fünfstrahligen Regulären immer mehr verdrängten, gewannen sie großen Artenreichtum und eine weite Verbreitung. Die Irregulären sind nicht mehr poly- sondern monosymmetrisch, zweiseitig gebaut. Der After rückt aus dem Pole der Oberseite in einen Interradius, der dann die Rückseite bezeichnet. Bei manchen Formen liegt er sogar am Rande oder auch ganz auf der Unterseite. Der Mund bleibt zumeist polständig. Bei einigen Gattungen wird aber auch er exzentrisch. Das Scheitelschild verliert seine regelmäßige Anlage. Mitunter besteht es sogar nur aus dem Madreporiten, da alle anderen Platten verkümmern. Die Ambulakralfelder bleiben dann oft auf die Oberseite beschränkt und bilden eine Scheitelrosette, in der die Ambulakralschläuche nicht mehr Saugfüßchen, sondern Kiemen abgeben. Die Stachelwarzen sind viel kleiner als bei den Regulären. Die Unterseite der Schale verflacht. Es stellen sich halbkugelige und konische Formen, seit der Tertiärzeit aber sogar die flachen Schildigel Clypeaster und Scutella ein. Nach der Gestalt der Schale, dem Bau der Radien, Interradien und des Scheitels, nach der Lage und Form der Mund- und Afterlücke, nach dem Kiefergebiß und den Stacheln lassen sich zahlreiche Gattungen und Arten unterscheiden, von denen einige als vortreffliche Leitfossilien der jüngeren Formationen anzuführen sein werden.

Würmer (Vermes).

Auf Würmer pflegt man die unsicheren Hohlgänge und Kriechspuren zurückzuführen, die für gewisse sandig schlammige Absätze wie den Flysch so charakteristisch sind. Fossil kommen — seit dem Silur — nur die festsitzenden, mit Tentakeln versehenen Formen vor, deren Haut eine feste Kalkröhre absondert und die daher als Röhrenwürmer bezeichnet werden

Fig. 38. Röhrenwürmer. 1 Serpula omphalodes ($\frac{3}{1}$), aufgewachsen (Devon). 2. Serpula socialis, ein Röhrenbündel (Jura). 3 Serpula gordialis ($\frac{3}{1}$), (Kreide).

Die oft ziemlich langen und stets an einem Ende geschlossenen Röhren sind bald gerade, bald gekrümmt oder schneckenartig eingerollt, bald unregelmäßig gewunden und verschlungen. Auch ganze Röhrenbündel finden sich und stellenweise leben die Würmer so gesellig, daß ihre Kalkröhren kleine Riffe bilden.

Moostiere (Bryozoa).

Kleine, nach Korallenart zu Kolonien vereinigte Tierchen, deren ei- oder sackförmiger Körper in einer häutigen oder verkalkten Zelle steckt

Digitized by Google

und um den endständigen Mund eine zart bewimperte Tentakelkrone trägt. Die Kolonien wachsen in der Flachsee und auch in mittleren Meerestiefen moosartig auf Steinen oder auf Tieren auf. Auch im Süßwasser kommen Bryozoen vor. Ihre schwammigen Stöcke bestehen aber nur aus häutigen Zellen. Kalkige Ausscheidungen sind auf die marinen Arten beschränkt.

Fig. 39. Trichterförmiger Stock von Fenestella retiformis. Perm.

Fig. 40. Knolliger Stock von Ceriopora irregularis ($\frac{1}{2}$). Oberkreide.

Fig. 41. Membranipora bipunctata. Alttertiär. Kurze Kalkzellen mit verengten Mündungen ($\frac{5}{1}$).

Die einzelnen Kolonien wachsen durch Knospung und erscheinen bald knollig, bald baumartig verzweigt, bald als rindenartige Überzüge auf Muschelschalen, Korallenstockträmmern u. dgl. Des stockförmigen Auftretens wegen rechnete man die Tierchen früher zu den Korallen. Sie sind jedoch viel höher organisiert als diese und werden gegenwärtig zumeist mit den Brachiopoden zu den molluskenartigen Tieren (Molluscoidea) zusammengefaßt. Das erste Auftreten der Bryozoen fällt ins Untersilur. Seither kommen sie in allen Formationen vor und manchmal enthält ein litorales Sediment sogar förmliche Bryozoenriffe.

Armfüßer (Brachiopoda).

Muschelähnliche, aber in der Organisation den Würmern verwandte Tiere in einer zweiklappigen Schale. Der Eingeweidesack läuft vorwärts, d. h. gegen den Klaffrand der Schale, in zwei Mantellappen aus, zwischen denen zwei vom Munde ausgehende fleischige, hohle, bewimperte Anhänge untergebracht sind. Diese Anhänge oder Arme dienen zum Heranschwemmen der mikroskopischen Nahrung und auch als Kiemen. In der geschlossenen Schale sind sie schraubenförmig eingerollt. Die meisten fossilen Brachiopoden besitzen ein verkalktes schleifenförmiges oder spirales Armgerüst, das am hinteren Rande der kleinen Klappe festgewachsen ist (Fig. 45). Die von den beiden Mantellappen ausgeschiedene Schale besteht entweder, wie bei den ältesten, kambrischen Armfüßern und deren lebender Nachkommenschaft, aus hornigem Stoff oder aus faserigem Kalkspat. Sie ist oft ganz glatt, manchmal aber auch radial gerippt oder durch konzentrische Anwachsstreifen gerunzelt. Manche Formen tragen lange, hohle Kalkstacheln, die vermutlich zur Verankerung im Schlamme dienten. Andere erscheinen punktiert, weil die Schale von winzigen Löchern durchbohrt ist, in die der Mantel mit feinen Ausstülpungen eindrang.

Die beiden Klappen der Schale sind von ungleicher Gestalt und Größe; jede für sich ist aber symmetrisch angelegt. Darin unterscheiden sich die

Digitized by Google

Brachiopoden auf den ersten Blick von den Muscheln. Am hinteren oder Schloßrande der Schale ist die größere (Bauch-) Klappe bei den meisten Formen zu einem Schnabel ausgezogen, der den Rand der kleinen (Rücken-) Klappe überwölbt. Aus der Spitze oder aus der Unterseite des Schnabels wird durch ein Loch (Foramen) der muskulöse Stiel herausgestreckt, mit dem sich

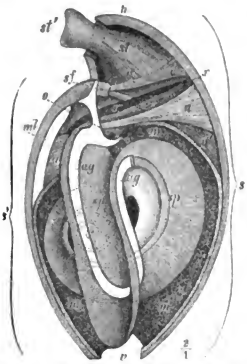


Fig. 42. Waldheimia flavescens, lebend. Längsschnitt. *s* Bauchklappe, *s'* Rückenklappe. *v* vorn, *h* hinten. *o* Mund, *x* Darm, *a* Schließmuskeln (adductores), *d*, *d'* Öffnungsmuskeln, an den Schloßfortsatz *sf* geheftet. *st* Stielmuskel, *st'* Stiel, aus dem Schnabelloch tretend. *m* die beiden Mantellappen, *sp* die Spiralarme mit dem Armgerüst *ag* (weiß). *ml* Mittelleiste (weiß), eine mediane Rippe der Rückenklappe. Nach Steinmann.

Fig. 43. Rückenklappe einer Brachiopodenschale (Terebratula digona, Mitteljura) überragt vom durchlöcherten Schnabel der Bauchklappe. Vorderrand unten.

Fig. 44. Lingula Beani. Mitteljura.

Fig. 45. Spirifer striatus. Karbon. Seitwärts gerichtete Spiralkegel (Rückenklappe aufgebrochen), gerader Schloßrand, große Area (*a*), Deltidialspalte teilweise durch Deltidialplatten geschlossen. Die Spiralkegel mit Stielen (Crura) am Schloßrande der kleinen Klappe befestigt.

das Tier an feste Gegenstände anheftet. Bei der uralten Ordnung der Lingulaceen, die schon im Kambrium auftreten und jetzt noch durch die unver-

Digitized by Google

wüstliche Dauerform Lingula vertreten werden, dringt der lange Haftstiel nicht durch ein besonderes Foramen der großen Klappe, sondern einfach zwischen den beiden Klappen hervor. Wenn das Stielloch die Unterseite des Schnabels, die zumeist dreieckige Area (das Schloßfeld) durchbohrt, so wird es vom Deltidium umgeben. Das ist eine dreieckige Kalkplatte, durch deren Ausscheidung die ursprünglich viel weitere Stielöffnung auf das Foramen des ausgewachsenen Tieres beschränkt wird. Für das einheitliche Deltidium treten oft zwei gesonderte Deltidialplatten ein, die das Stielloch von beiden Seiten oder von unten her verengten. Fehlt das Deltidium, so erscheint die Öffnung als Deltidialspalte.

Das Öffnen und Schließen der Schale wird durch Muskelstränge besorgt, die zwischen den Innenseiten der beiden Klappen ausgespannt sind und an den Anheftungsstellen bezeichnende Eindrücke, die Muskeleindrücke, hinterlassen. Die primitiven, hornschaligen und foramenlosen Brachiopoden, die im Kambrium vorherrschten, öffneten sich durch eine seitliche Verschiebung der losen, durch kein Schloß verbundenen Klappen. Diese inartikulaten Formen wurden aber schon im Silur von artikulaten zurückgedrängt, deren Klappen sich an den verdickten hinteren Rändern in einem Schlosse verzahnen. Dieses Schloß besteht aus einem plattenförmigen Vorsprunge der Rückenklappe, dem Schloßfortsatz, der zwischen zwei zahnartige Vorsprünge der größeren Klappe, die Schloßzähne, eingreift, die ihrerseits in die beiden Schloßgruben der Rückenklappe passen. So dreht sich die Rückenklappe, wenn sie durch den am Schloßfortsatze angehefteten Strang aufgezogen und durch andere Muskelstränge zugezogen wird, wie eine Tür in der Angel. (Fig. 42.)

Die Brachiopoden sind ausschließlich Meeresbewohner. Sie reichen aus der Flachsee bis in Tiefen von 5000 *m* hinab. Gegenwärtig gibt es nur noch wenige Familien, unter denen Terebratula dominiert. Fossil aber sind mehr als 2000 Arten bekannt, die meisten davon aus den paläozoischen Formationen, zu deren wichtigsten Leitfossilien sie gehören.

Muscheltiere (Lamellibranchiata, Pelecypoda, Acephala).

Die Muscheltiere sind die tiefst stehende, acephale Klasse der Mollusken. Ihr ungegliederter Weichkörper mit den zwei blattförmig ausgebreiteten Kiemenpaaren wird symmetrisch von einem zweilappigen Mantel umhüllt dessen drüsenreicher Saum eine zweiklappige glatte oder verzierte Kalkschale ausscheidet. Die äußere, mit einer Haut überzogene Lage dieser Schale besteht aus prismatischem Kalzit, die innere aus blätterigem Aragonit, der Perlmutter, die leicht löslich ist und daher den fossilen Muscheln fehlt. Das Wachstum geht von den verdickten und eingebogenen Wirbeln aus, wo die beiden Klappen durch ein elastisches Band (Ligament) zusammengehalten werden. Im Gegensatze zu den Brachiopodenschalen sind die Muscheln zumeist gleichklappig, dabei aber mehr oder weniger unsymmetrisch in der Anlage der Einzelklappe. Die Wirbel bezeichnen den Oberrand oder Rücken der Muschel. Gegenüber liegt der aufklaffende Unterrand. Am Vorderrand, dem sich die Wirbel zu nähern pflegen, tritt zwischen

Digitized by Google

den Klappen ein bauchständiger Muskel, der keil- bis fingerförmige Fuß, hervor, mit dem sich das Tier in den Schlamm eingräbt, aber auch kriechend fortbewegt. An der Wurzel des Fußes liegt vorn der Mund. Er wird von kleinen Lappen umsäumt, deren Flimmerbewegung ihm die winzigen Nahrungskörperchen zutreibt. Die beiden Mantelränder waren ursprünglich frei; bei den jüngeren, höher stehenden Formen aber sind sie verwachsen und lassen nur vorn einen Schlitz für den Fuß und hinten zwei Öffnungen frei. Durch die untere und größere, die Kiemenöffnung, wird das Wasser eingezogen und durch die obere, die Kloake, mit den Exkrementen wieder ausgestoßen.

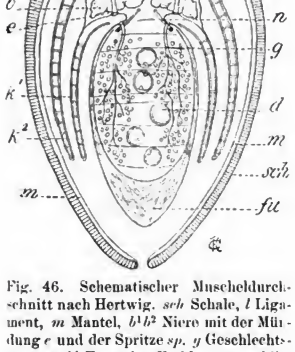


Fig. 46. Schematischer Muscheldurchschnitt nach Hertwig. *sch* Schale, *l* Ligament, *m* Mantel, $b^1 b^2$ Niere mit der Mündung *e* und der Spritze *sp*. *g* Geschlechtsorgane, h^1 Herz, den Enddarm umschließend, mit der Vorkammer h^2, *d* Darm, $k^1 k^2$ die Kiemenblätter, *fu* Fußspitze.

Fig. 47. Pectunculus pilosus, jungtertiär. Rechte Klappe. Unter dem Wirbel das hohe gefurchte Bandfeld, an dem das äußerliche Band vor und hinter dem Wirbel angeheftet ist. Reihenschloß mit geknickten Kerbzähnen. Links vorderer, rechts hinterer Muskeleindruck, dazwischen die ungebuchtete Mantellinie. Schalenrand gekerbt. ($\frac{1}{1}$).

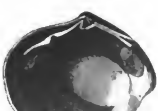


Fig. 48. Tellina crassa, jungtertiär. Rechte Klappe. Tiefe Mantelbucht. Das fächerförmige Schloß zeigt zwei Hauptzähne, einen vorderen und einen hinteren Seitenzahn.

Muscheln, die sich im Schlamme vergraben, und auch die Bohrmuscheln, die mit den gezahnten und durch besondere Muskeln zu öffnenden Vorderenden ihrer Klappen tiefe Löcher in den Strandfelsen auswetzen, haben die beiden Öffnungen zu Röhren, dem Kiemen- und dem Aftersipho, entwickelt. Fossile Muscheln lassen auf der Innenseite der Klappen erkennen, ob sie bei Lebzeiten Siphone trugen oder nicht. Längs dem Unterrande verläuft nämlich dort, wo der Mantellappen an der Schale haftet, die Mantellinie, und wenn diese Linie hinten eine tiefe Bucht, die Mantelbucht, bildet, so waren die beiden Lappen bis auf die siphonal ausgezogenen Öffnungen verwachsen (Fig. 48); eine glatte Kurve beweist, daß die Mantellappen nur rücklings zusammenhingen, sonst aber nirgends verwachsen waren (Fig. 47).

Die Mantellinie läuft vorn und hinten in je eine flache Grube aus, die

Digitized by Google

den Ansatz eines Muskels bezeichnet. Zwischen den beiden Klappen ist nämlich am Vorder- und am Hinterrande ein Muskelstrang gespannt, und diese beiden Stränge schließen im Zusammenziehen die Muschel. Je schwächer ein solcher Muskel, desto kleiner der Muskeleindruck, und so lassen sich auch unter den fossilen Blattkiemern Isomyaria mit zwei gleich starken Schließmuskeln, Anisomyaria mit verkümmertem Vordermuskel und Monomyaria mit bloßem Hintermuskel unterscheiden.

Die beiden Klappen einer Muschel werden nicht als Bauch- und Rücken-, sondern als linke und rechte Klappe bezeichnet, wobei man sich vom Hinterrande aus zu orientieren hat. Das Öffnen der Schale wird nicht wie bei den Brachiopoden durch besondere Muskel, sondern durch das Ligament bewirkt. Dieses knorpelige Band liegt knapp hinter den Wirbeln, ausnahmsweise im ganzen Rücken, wird beim Schließen der Klappen wie ein Kautschukstreifen zusammengedrückt und bringt durch seine Elastizität die Schale wieder zum Klaffen, sobald die Schließmuskel nachgeben. Unterhalb der Wirbel und längs dem Bande sind die beiden Klappen ähnlich wie in einer Brachiopodenschale ineinander verzahnt. Das scharnierartige Schloß ist jedoch viel verwickelter als die Brachiopodenangel. Gewöhnlich tragen beide Klappen am verdickten Schloßrande gekerbte, ineinander passende Zahnreihen. (Fig. 47.) Manchmal jedoch gleicht das Schloß einem umgekehrten Fächer: es besteht aus wenigen starken Leisten, die radial vom Wirbel ausstrahlen und zu denen sich in einiger Entfernung von den Wirbeln parallel zum Schalenrande verlaufende Leisten und Gruben gesellen (Wirbelzähne und Seitenzähne, Fig. 48). Die mannigfaltige Ausbildungsweise des Schlosses bietet neben der Beschaffenheit der Mantellinie und der Muskeleindrücke die wichtigsten Anhaltspunkte für die Klassifikation der Muscheln.

Es gibt rund 15.000 Muschelarten, von denen ungefähr 5000 noch leben und in ungeheuren Scharen den Strand und die Flachsee bevölkern. In größeren Tiefen kommen nur wenige vor. Auch die Zahl der Brack- und Süßwasserformen ist verhältnismäßig beschränkt. Mehr als $^4/_5$ aller Muscheln sind reine Meerestiere. Jene, die sich im Schlamme tieferer Gründe aufhalten, haben zarte Schalen, während sich die Strandbewohner durch starke Panzer und durch die gesellige Ansiedlung in ganzen Bänken gegen die Brandung schützen. Dabei wachsen manche, wie die Austern, mit der einen Klappe fest, während die andere zu einem Deckel verkümmert. Solche aufgewachsene Formen sind daher ungleichklappig und oft von sehr unregelmäßigem Bau. Kaum mehr als Muscheln zu erkennen sind die kegel- bis hornförmigen, mit einem flachen Deckel geschlossenen Rudisten, die unter den Leitfossilien der Kreideformation zu besprechen sein werden. Andere Seichtwassermuscheln, wie die Miesmuschel, sondern aus einer Drüse des Fußes einen feinfädigen Bart (Byssus) ab, der vorn aus einer Lücke der Schale, dem Byssusausschnitt, hervortritt, und mit dem sich das Tier anheftet.

Unter den fossilen Formen weisen die paläozoischen mehrere sehr bezeichnende Unvollkommenheiten auf. Die Schalen sind klein und schwach, wenig verziert oder ganz glatt, die Mantellinie verläuft einfach, ohne Bucht, die Muskeleindrücke sind schwach, das Schloß fehlt ganz oder besteht doch

Digitized by Google

nur aus undeutlichen Schwielen. Neben den weitaus vorherrschenden Brachiopoden spielten die Muscheln in den paläozoischen Meeren eine ganz untergeordnete Rolle. Erst in der mesozoischen Ära schlug das Verhältnis um, und in der Neuzeit erreichten die Blattkiemer mit einer Fülle hochstehender siphonaler Formen den Gipfel ihrer Entwicklung.

Schnecken (Gastropoda).

Die Schnecken bezeichnen einen starken Fortschritt in der Organisation der Weichtiere. Außer dem Eingeweidesacke und dem sohlenartigen Bauchfuße weisen sie einen deutlichen Kopf mit Fühlern und Augen auf. Durch die Runzelung der Fußsohle bewegt sich das Tier kriechend fort.

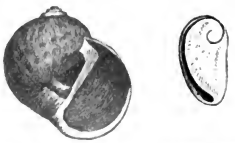


Fig. 49. Natica millepunctata, jungtertiär. Genabelte, involute, holostome Form. Daneben spiralgewundener Deckel.

Die beschalten Schnecken sondern aus der Schleimhaut des Mantels eine aufgewundene konische Röhre ab, die aus Aragonit besteht und immer perlmutterig ausgebildet zu sein pflegt. Der leichten Löslichkeit des Aragonits ist es zuzuschreiben, daß man fossile Schnecken viel häufiger als Muscheln nur in Steinkernen antrifft. Im hinteren Teile des Gehäuses ist das Tier mit einem Muskel befestigt. Es kann aber Fuß und Kopf aus der Schale und aus dem faltigen Mantel hervortreten lassen. Ist das Schneckenhaus regelrecht aufgewunden, so unterscheidet man daran die Spitze oder den Wirbel, von dem das Wachstum ausging, dann das aus mehreren Umgängen bestehende Gewinde und die Mündung. Bei aufwärts gerich-

Fig. 50. Evolute, ungenabelte Turmschnecken. Links die holostome Turritella turris, jungtertiär. Rechts die alttertiäre T. imbricataria mit schwach angedeutetem Ausguß.

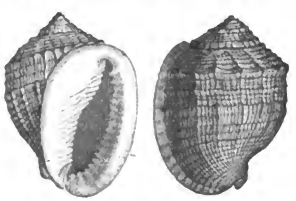


Fig. 51. Cassis cancellata, alttertiär. Schwielig verdickte Innenlippe und umgeschlagene, gezahnte Außenlippe. Kurzer aufgebogener Ausguß.

Digitized by Google

teter Spitze öffnet sich die Mündung zur Rechten des Beschauers: die Schale ist **rechts gewunden**. Nur wenige Gastropodenfamilien sind **links gewunden**. Wenn sich die Umgänge in der Achse des Gewindes nicht berühren, so lassen sie einen konischen Hohlraum, den **Nabel**, frei: das Gehäuse ist **genabelt** (Fig. 49). Im entgegengesetzten Falle kommt eine gedrehte **axiale** Säule, die **Spindel**, zustande.

Bei manchen, zumal bei hochgetürmten Formen, lassen die Umgänge einander auf der Außenseite des Gewindes in ihrer ganzen Höhe frei (**evolute** Schalen), bei anderen bleibt nur der obere Rand der einzelnen Windungen sichtbar (**konvolute** Schalen) und bisweilen hüllt der letzte, bauchig anschwellende Umgang das ganze Gewinde ein (**involute** Schalen). Je nach der Steilheit des Gewindes und der Zahl und Beschaffenheit der Umgänge sind die Schneckengehäuse turm-, kegel-, spindel-, kreiselförmig bis kugelig. Nur wenige Gastropodengattungen haben ihre Schale nach Ammonitenart in einer Ebene eingerollt. Ein evolutes Gewinde ergibt in diesem Falle scheibenartige, ein involutes aber kugelige Formen (Fig. 53, 54).

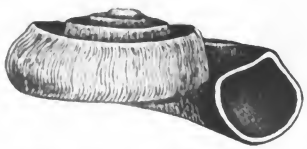


Fig. 53. Enomphalus pentangulatus, Karbon. Scheibenförmig eingerollt. Auf der Oberseite des Gewindes eine Kante, die die Anwachsstreifen unterbricht.

Fig. 52. Fusus longirostris, jungtertiär, mit langer Siphonalrinne.

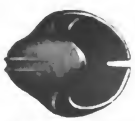


Fig. 54. Bellerophon bicarenus, Karbon. Involute, kugelige, in einer Ebene aufgerollte Form mit schwieliger Innenlippe, Schlitz und Schlitzband zwischen zwei Kielen ($\frac{1}{2}$).

Sehr wichtig für die Bestimmung fossiler Gastropoden ist die **Mündung**. Sie ist bald kreisförmig bis halbmondförmig, bald oval oder zum Spalt verengt. Die beiden Ränder, die **äußere** und die **innere Lippe**, können glatt, schwielig verdickt, gewulstet, umgeschlagen, mit faltigen und zahnförmigen Vorsprüngen besetzt sein. Die äußere Lippe ist bei einigen Formen finger- bis flügelförmig ausgezogen. Schnecken, die das Wasser durch einen Sipho in die Kiemenhöhle ziehen, haben keine ganzrandige Mündung, sind nicht **holostom**, sondern weisen am unteren Mundsaume zwischen den beiden Lippen einen Ausguß oder eine Rinne für den Kiemensipho auf. Solche Formen heißen **siphonostom** (Fig. 52). Sie stellten sich erst im mesozoischen Zeitalter, besonders im Jura, neben den primitiven holo-

Digitized by Google

stomen ein und nahmen dann so überhand, daß sie seit der Tertiärzeit weitaus vorherrschen.

Bei manchen, und zwar auch schon bei paläozoischen Gastropoden wie Bellerophon wird die äußere Lippe durch einen schmalen Schlitz gekerbt, der von einer Lücke im Mantelrande herrührt (Fig. 54). Dieser Schlitz hinterläßt beim Weiterwachsen auf dem Gewinde ein spirales Schlitzband, das durch den einspringenden Winkel der Anwachsstreifen und mitunter auch noch durch eine Furche oder eine Leiste gekennzeichnet wird. Viele Schnecken tragen am hinteren Ende des Fußes, das beim Rückzuge des Tieres zuletzt in die Schale tritt, einen hornigen oder verkalkten, dem Mundsaum angepaßten Deckel. Dieses Verschlußstück (Fig. 49) ist bald eine einfache Platte, bald von konzentrischem oder spiralem Bau.

Die Oberfläche der Schneckengehäuse ist bei den primitiven paläozoischen Formen zumeist glatt oder nur mit Anwachsstreifen, die der Außenlippe gleichlaufen, versehen. Je höher sich die marinen Gastropoden entwickeln, desto reicher wird ihre Verzierung mit spiral und axial angeordneten Rippen, Knoten und Stacheln. Die Lungenatmer dagegen, deren Vorfahren zu verschiedenen, auch schon zu paläozoischen Zeiten das Meer verließen, tragen unverzierte Gehäuse oder haben den Schalenbau auch schon ganz aufgegeben. Die marinen Schnecken sind ebenso wie die Muscheln vorzugsweise Strand-, Riff- und Flachseebewohner. Sie scheiden um so derbere Schalen aus, in je geringerer Tiefe und Ruhe sie leben.

Fig. 55. Dentalium sexangulare. Oben im Querschnitt. Jungtertiär.

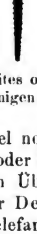


Fig. 56. Tentaculites ornatus mit Ringen und feinen ringförmigen Streifen. Obersilur.

Zu den marinen Gastropoden werden in der Regel noch die Scaphopoden (Grabfüßer) und die Pteropoden (Flossenfüßer oder Ruderschnecken) gerechnet. Unter den kopflosen Grabfüßern, die den Übergang von den Muscheln zu den Schnecken bezeichnen, kommt nur Dentalium in Betracht. Es steckt in einer schwach gekrümmten, elefantenzahnförmigen Kalkröhre, die an beiden Enden offen ist und aus deren vorderer, größerer Öffnung der bohrerartige, von Tentakeln umstellte Grabfuß hervortritt. Die älteren Dentalien sind glattschalig, die tertiären und rezenten dagegen zumeist gestriemt.

Die Pteropoden sind pelagische Freischwimmer, deren Bauchfuß zu einem flachen Doppelruder umgestaltet wurde. Hierher gehört das

Digitized by Google

unbeschalte, Walfischaas, das im Eismeer in ungeheuren Schwärmen vorkommt. Auch die beschalten Formen bevölkern das Meer oft in solchen Mengen, daß dessen Bodensatz stellenweise, wie im Südatlantischen Ozean, von Pteropodenschlamm gebildet wird. Die kleinen, taschen- oder köcherförmigen Schalen sind von durchsichtiger Zartheit (Fig. 265). Zu den fossilen Ruderschnecken stellen die meisten Paläontologen die schon im Silur sehr häufigen, steilkonischen, zumeist mit Ringen und Längsstreifen gezierten Röhrchen der Tentakuliten, die manche Schichten ganz nach Pteropodenart scharenweise erfüllen (Fig. 56).

Kopffüßer (Cephalopoda).

In der Klasse der Kopffüßer erreichen die Weichtiere die höchste Stufe der Organisation. Von dem ei- oder sackförmigen Rumpfe, der die Eingeweide birgt, sondert sich deutlich der große, durch die seitliche Stellung des Augenpaares symmetrisch angelegte Kopf ab. An seiner Spitze öffnet sich der Mund, der zwei hornige Kiefer von schnabelartigem Bau enthält und von Kopffortsätzen umstellt ist. Diese Fortsätze sind entweder unbewehrte Fühler oder äußerst bewegliche, mit Saugnäpfen besetzte Fangarme. Vor dem Kopfe befindet sich auf der Bauchseite ein Lappen, der wie ein welkes Blatt eingerollt oder zu einem geschlossenen Trichter verwachsen ist. Dieses, dem Fuße der übrigen Mollusken entsprechende Organ ermöglicht eine rasche, sprunghafte Bewegung. Das Tier zieht, indem es den Mantelsack erweitert, durch zwei Atemlöcher Wasser in die Kiemenhöhlung ein und spritzt es dann durch eine heftige Zusammenziehung des Mantels durch den Trichter wieder aus. Mit jedem Ausstoß aber schnellt es sich jäh zurück. Alle Kopffüßer sind Schwimmer. Unter den lebenden Formen unterscheidet man nach der Zahl der federförmigen Kiemen zwei auch sonst wesentlich verschiedene und leicht erkennbare Ordnungen: die Vierkiemer (Tetrabranchiata) und die Zweikiemer (Dibranchiata).

Die durch zwei Kiemenpaare und durch zwei Paare von Herzvorkammern gekennzeichneten Tetrabranchiaten, die das Weltmeer der Vorzeit in Tausenden von Arten bevölkerten und deren Gehäuse sich zu mächtigen pelagischen Sedimenten anhäuften, sind bis auf die Gattung Nautilus (das „Schiffsboot“ des Indischen und Stillen Ozeans) ausgestorben. Diese lebende Form ist daher für das Verständnis des Baues und der Lebensweise der fossilen Vierkiemer von der größten Wichtigkeit. Nautilus, der sowohl als Freischwimmer als auch unter den Gästen von Korallenriffen angetroffen wird, hat einen eingerollten, bis zur Spitze klaffenden Trichter und um den Mund zahlreiche kurze, unbewaffnete Tentakel. Der Mantelsack steckt in einem dünnwandigen Kalkgehäuse, das in einer Ebene symmetrisch als Spirale eingerollt ist und in weiterem Gegensatze zum Schneckengehäuse keinen einfachen Wohnraum bildet, sondern durch Scheidewände (Septen) gekammert wird. Das äußerste und größte Fach ist die Wohnkammer, an deren Wand das Tier angewachsen ist. Einwärts folgen Luftkammern, so daß die Schale auch als Schwimmblase dient. Die Kammerwände sind jedoch durchlöchert und röhrenförmig eingestülpt. So kommt eine Leitung

Digitized by Google

zustande, durch die der Sipho, ein strangartiger Fortsatz des Mantelsackes, bis in die innerste Kammer reicht. Auf dem Boden dieser Kammer sitzt das junge Tier fest. Sein Mantel scheidet ein kalkiges Gehäuse aus, und indem sich der wachsende Nautilus spiralig vorwärts drängt, zieht er das festgewachsene Ende des Mantels zum Sipho aus. Dabei hält er periodisch in der Bewegung inne und sondert dann aus der Rückseite des Mantels jeweilig ein Septum ab. Das spiralige Fortwachsen des Nautilus und seiner Schale wird dadurch bewirkt, daß sich der Mantel beim Weiterwachsen stets mit einem lappenförmigen Fortsatz (Rückenlappen) an dem vorangehenden Schalenumgange festhält. Die durch den Trichter bezeichnete

Fig. 57. Nautilus Pompilius, lebend. Schnitt nach der Symmetrieebene. *a* Mantelsack mit dem Sipho *s*. *x* Luftkammern. *b* Rückenlappen, *c* Kopflappen (Kapuze) hinter den Tentakeln *t*. *o* Grubenauge mit freiliegender Netzhaut, *d* gespaltener Trichter, *h* Haftmuskel mit ringförmigem Ansatz an die Schale, *e* Geschlechtsdrüse.

Bauchseite des Tieres liegt in der äußeren, konvexen Krümmung der Wohnkammer. Der Kiel des Schiffsbootes und seiner fossilen Verwandten ist also nicht rücken-, sondern bauchständig. Die Außenseite der Schale besteht aus prismatischem Kalkspat, die Innenseite samt den Kammerwänden aus Perlmutter.

Die einwärts gekrümmten, uhrglasförmigen Septen setzen sich nicht in einem Ringe an der Innenwand des Gehäuses an, sondern sind randlich sanft verbogen, so daß die Verwachsung längs einer flachen Wellenlinie erfolgt. Die auswärts gerichteten Bögen heißen Sättel, die einwärts gerichteten Loben und die Anheftungslinie selbst nennt man Lobenlinie oder Sutur. Auch der Mundrand des Gehäuses ist etwas verzogen. Für den Trichter läßt er eine Bucht, den Trichterausschnitt, frei und auf dem Rücken tritt er gleichfalls zurück; an den Seiten dagegen bildet er flach vorspringende Bögen.

Der lebende Nautilus hat ein involutes Gehäuse, d. h. die Umgänge umfassen sich so, daß die inneren verdeckt werden. Unter den fossilen Formen kommen dagegen auch evolute vor, deren Umgänge einander voll-

Digitized by Google

kommen frei lassen. Sind die älteren Umgänge nur zum Teile sichtbar, so entstehen weit- bis enggenabelte Übergangsformen. Die frühsilurische Stammform der Nautiloiden war überhaupt nicht eingerollt, sondern als zylindrischer oder kegelförmig verjüngter Stab gerade aufgewachsen. Dieses Orthoceras stellt sich schon im Untersilur mit der riesigen, meterlangen, durch einen sehr weiten Sipho gekennzeichneten Gattung Endoceras ein und geht durch schwach gebogene Formen wie Cyrtoceras in die spiralig eingerollten Nautiliden über. Nautilus kommt schon im Silur vor und be-

Fig. 58. Orthoceras timidum, Obersilur. Unter der Wohnkammer die seichten Luftkammern. Schale abgesprengt. Septalnähte ringförmig. Unten ein Septum mit der zentralen Öffnung für den Sipho.

Fig. 59. Cyrtoceras Murchisoni, Obersilur.

hauptet sich als wahre Dauerform bis in die Gegenwart. In den paläozoischen Meeren war er mit vielen, teils glatten, nur mit Anwachsstreifen versehenen, teils spiral oder radial gerippten und geknoteten Arten der Hauptvertreter der Kopffüßer. Von dieser Dauerform sind die Wandelformen der Ammonoidea abzuleiten.

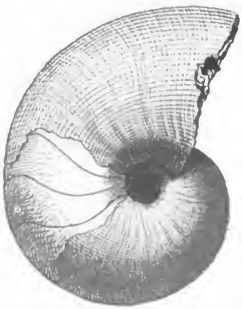


Fig. 60. Nautilus intermedius. Unterster Jura. Die flachwellige Lobenzeichnung teilweise entblößt. Nach Zittel.

Fig. 61. Goniatites intumescens. Oberdevon.

Digitized by Google

die sich auch schon im Obersilur einstellen, in der mesozoischen Ära aber zu einer ungeheuren Artenfülle anwachsen und am Ausgange dieses Zeitalters rasch und ohne jeden erkennbaren Grund aussterben. Ein äußerer Anlaß, etwa eine Veränderung des Seewassers, kann nicht daran schuld gewesen sein, denn von einer solchen Schädlichkeit wäre ja auch die übrige Fauna, vor allem der nahverwandte Nautilus, betroffen worden. Von den Nautiloidea (worunter man die spiralen samt den gestreckten Formen versteht) unterscheiden sich die Ammonoidea hauptsächlich durch die Ausbildung der Kammerwände. Die Ränder der Septen sind stark verbogen und in den einzelnen Sätteln und Loben oft noch aufs feinste gefältelt. Dadurch gewinnt das zarte Gehäuse des Hochseeschwimmers ungemein an Festigkeit; und es ist bezeichnend,

Fig. 62. Ceratites nodosus. Mittlerer Trias. Der Mundrand ventral vorgezogen. Sättel glatt, Loben gezähnt.

Fig. 63. Amaltheus margaritatus. Unterster Jura. Scheibenförmig, genabelt, mit Zopfkiel und zerschlitzter Lobenlinie.

daß die Lobenlinie in den einzelnen Gruppen der Ammonoiden immer verwickelter wird, je höher diese in der Formationsreihe aufsteigen. Die paläozoischen Arten stehen den Nautiloiden noch sehr nahe. Sie heißen Goniatiten, weil ihre Naht einige aus- und einspringende Winkel bildet. Erst am Ende des paläozoischen Zeitalters treten Ammonoiden mit verwickelter Lobenlinie, die eigentlichen Ammoniten, auf; und auch sie beginnen mit Formen, deren Loben und Sättel nur einfach gekerbt sind (Ceratiten). Weiterhin aber bilden sich die stark zerlappten oder zerschlitzten Nähte aus, die den meisten mesozoischen Ammoniten eigen sind. Man hat also im Bau der Septen drei Stadien auseinander zu halten: das goniatitische mit glatten Windungen, das ceratitische mit Kerben in den Loben oder in der ganzen Naht, und das ammonitische mit mehr oder weniger zerschlitzter Sutur. Diese drei Stadien sind aber nicht etwa an bestimmte Formationen gebunden, sondern werden von den einzelnen Gruppen zu verschiedenen Zeiten erreicht und ungleich rasch zurückgelegt. Von stammesgeschichtlichem Interesse ist die Glättung der ammonitischen Suturen in den inneren Windungen der Gehäuse. In der Jugend verhielt sich jeder Ammonit in der Herstellung der Kammerwände als Nautilus und erst im

Digitized by Google

Weiterwachsen brachte er es zu goniatitischen und schließlich zu ammonitischen Septen.

Manche Ammoniten schieden aus einem Kopflappen ein einfaches oder zweiflügeliges Verschlußstück aus, mit dem sie beim Rückzuge in die Wohnkammer die Mündung sperrten. Dem Mundrande gemäß ist ein solches Verschlußstück (Aptychus) herzförmig ausgeschnitten. Die flach konkave Innenseite zeigt Anwachsstreifen, die konvexe Außenseite ist glatt oder konzentrisch gerunzelt. Da die Kalkaptychen sehr stark sind — dünne, hornige kommen selten vor — bilden sie in Tiefseeabsätzen mitunter den letzten Rückstand der aufgelösten Cephalopodengehäuse (Aptychenschichten).

Da sich die einzelnen Ammonitengruppen in der Formationsfolge zu vielgliederigen, durch einen raschen Wandel gekennzeichneten Entwicklungsreihen ausziehen und sehr viele kurzlebige, also auf eng begrenzte Schichtenkomplexe beschränkte Arten liefern, spielen sie unter den Leitfossilien eine

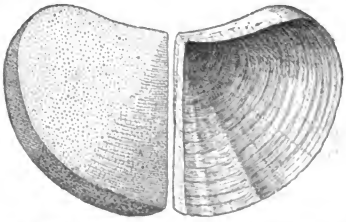


Fig. 64. Aptychus laevis, oberer Jura, von außen und von innen. Nach Zittel.

Fig. 65. Scaphites aequalis. Obere Kreide. Nach Zittel.

Fig. 66. Baculites anceps. Obere Kreide. Unten Lobenzeichnung.

hervorragende Rolle. Die Zonengliederung der mesozoischen Formationen beruht vorzugsweise auf der vertikalen Verteilung bestimmter Ammonitenarten. Für die Klassifikation der Ammoniten ist Gestalt und Bau des Gehäuses, die Verzierung durch Rippen und Knoten, das Maß der Einrollung, die Größe der Wohnkammer und sehr oft die Lobenzeichnung maßgebend. Das letzte Kennzeichen tritt selbstverständlich nur auf Steinkernen zutage; auf Versteinerungen muß es durch Anschleifen oder Ätzen der Schale bloßgelegt werden.

In der Kreide kehrten einige Ammonitenreihen zu dem Schalenbaue

Digitized by Google

der ältesten Vierkiemer zurück. Sie schieden mehr oder weniger aufgerollte und auch ganz gestreckte, orthocerasähnliche, aber an den Suturen leicht erkennbare Gehäuse aus, von denen unter den Leitfossilien der Kreide die Rede sein wird. Das Aufkommen dieser Krüppelformen bezeichnet den rätselhaften Niedergang der Ammoniten, dem der ebenso rätselhafte Stammestod auf dem Fuße folgte. (Fig. 65, 66.)

Die Dibranchiata, die in den Meeren der Gegenwart durch die Seepolypen und Tintenfische vertreten werden, sind schalenlose Cephalopoden mit einem Kiemenpaare in der Mantelhöhle. Nur wenige Gattungen besitzen rudimentäre Schalen; doch weist das Vorkommen einer Schalendrüse im Embryo auf die Abstammung von Schalenträgern hin. Der Trichter ist zu einer geschlossenen Röhre verwachsen. Um den Mund stehen nicht kurze Fühler, sondern 8 oder 10 muskulöse, mit Saugnäpfen bewaffnete Fangarme. In einem Tintenbeutel wird ein brauner Saft (Sepia) abgesondert, den das Tier, wenn es verfolgt wird, durch den Trichter ausspritzt, um das Wasser zu trüben. Auf dem Rücken scheiden die Tintenfische in einer taschenartigen Mantelfalte als Stütze ein dünnes Kalk- oder Hornblatt, den Schulp, aus.

Fig. 67. Belemnitella mucronata. Obere Kreide. Bauchseite mit Spalt ($\frac{1}{2}$).

Fig. 68. Bel. mucron. von der Seite, mit Gefäßeindrücken.

Als Vorfahren der lebenden Zweikiemer haben die Belemnitentiere zu gelten, die in vielen Arten und in weitester Verbreitung die Meere der Jura- und Kreidezeit bevölkerten. Sie besaßen innerhalb des Mantels einen gekammerten Kalkkegel, den Phragmokon, der vorwärts dorsal in den dünnen Schulp auslief und rückwärts mit der Spitze in den konischen Hohlraum (die Alveole) einer massiven Kalkscheide, des Rostrums, eingelassen war. Von dem ganzen Gerüst blieb in der Regel nichts weiter als das Rostrum, der eigentliche Belemnit (von belemnon, Geschoß) erhalten. Im Volksmunde heißen die hinten zugespitzten oder fingerartig abgerundeten, oft durch Bitumen geschwärzten Scheiden Teufelsfinger oder auch Donnerkeile. Die kleinsten erreichen kaum 2 *cm*, die größten sind über $^1/_2$ *m* lang und lassen daher auf Polypen von Klafterlänge schließen. Der Querschnitt, der eine radialfaserige Struktur des Kalkes aufweist, ist gewöhnlich kreisrund, bisweilen aber auch oval oder vierseitig. Manche Arten erscheinen sogar zungenförmig ausgewalzt. Die Oberfläche ist zumeist glatt, selten gekörnelt. Oft sind die Eindrücke der Mantelgefäße noch deutlich zu erkennen. Ein kurzer Bauchspalt am Vorderende und auffällige Furchen an der Spitze oder auf der Bauch- und Rückenseite sind für gewisse Belemniten charakteristisch und boten neben der Größe und Gestalt der Rostra Anhaltspunkte für die Klassifikation.

Digitized by Google

Kruster.

Von dem Stamme der Gliederfüßer gewannen nur die Krebse und unter ihnen nur die paläozoischen Trilobiten (Dreilapper) stratigraphische Bedeutung. Es waren marine Kruster, die auf litoralen und auf küstenfernen, aber nicht sehr tiefen, schlammigen Böden lebten und durch Spaltfüße zu einem kriechenden Gange wie zum Schwimmen befähigt wurden.

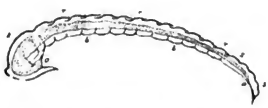


Fig. 69. Schematischer Längsschnitt eines Trilobiten nach Steinmann. *o* Mund, *a* After. Dazwischen der Verdauungskanal (punktiert). *b* Bauchhaut, *k* Kopfschild, *h* Hypostom, *r* Rumpfschilder, *s* Schwanzschild.

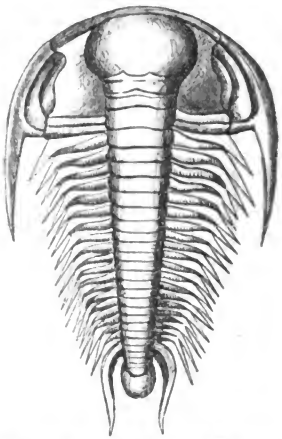


Fig. 70. Paradoxides bohemicus. Kambrium. Durchlaufende Achse, starke Glabella, deutliche Augenwülste und Gesichtsnähte, Wangenstachel, Pleuren mit Spitzen, kleines Schwanzschild.

Fig. 71. Illaenus angustifrons. Untersilur. Achse nur als Spindel entwickelt, Pleuren glatt, Kopf- und Schwanzschild gleich groß, beide ungegliedert. Deutliche Augenwülste und Näh'e.

Erhalten blieb zumeist nur der dorsale Panzer, der eine deutliche Längs- und Quergliederung aufweist. Der Länge nach wird er durch zwei Rückenfurchen in die Achse oder Spindel und in die beiden Seiten zerlegt und transversal schaltet sich zwischen Kopf- und Schwanzschild ein mehrgliederiger Rumpfpanzer ein. Der auf das Kopfschild entfallende Abschnitt der Spindel heißt Glabella und die Seiten, die sich manchmal nur undeutlich absondern, sind die Wangen. Der Rand des Kopfschildes wird oft von einem breiten Saume, dem Limbus, gebildet, der rückwärts wohl auch in ein Stachelpaar ausläuft. Der Mund liegt auf der Unterseite und wird von dem umgebogenen Schildrande durch die Platte der Hypostoms getrennt (Fig. 73). Die Wangen zerfallen in die inneren und die äußeren. Die beiden inneren sind fest mit der Glabella verwachsen, während die äußeren beweglich waren. Die Grenze wird von den beiden Gesichtsnähten gebildet (Fig. 70, 71). Knapp neben diesen befinden sich auf den beweglichen Wangen

Digitized by Google

die großen Facettenaugen oder — bei den ältesten, blinden Trilobiten — die Augenhöcker. Das Rumpfschild, in dem sich die Spindel scharf von den Seiten (Pleuren) abhebt, besteht aus mindestens 2 und höchstens 26 Gliedern. Das Schwanzschild oder Pygidium, das bei einigen Gattungen die Größe des Kopfschildes erreicht, gewöhnlich aber weit hinter diesem zurückbleibt, pflegt sowohl die Zusammensetzung aus einzelnen Panzergliedern als auch die Dreiteilung durch Rückenfurchen viel undeutlicher erkennen zu lassen als der Rumpf. Das Spindelende wird manchmal von den letzten, radial gestellten Gliedern der Seiten umsäumt.

Dank der auffälligen Verschiedenheit im Baue der Panzer und dank der Beschränkung vieler Arten auf bestimmte Formationen und Formationsglieder stellen die Trilobiten eine Reihe vortrefflicher und leicht bestimmbarer Leitfossilien. Die ältesten gehören dem Kambrium an. Sie besitzen noch keine deutlichen Augen, sondern nur Augenwülste; auch werden sie nie in eingerolltem Zustande angetroffen. Erst im Untersilur kamen Gattungen auf, die mit facettierten Augen versehen waren und sich so einrollen konnten, daß Kopf- und Schwanzschild zusammenklappten und die ungeschützte Bauchhaut verdeckten. Der ungeheure Artenreichtum, den die Trilobiten in der kambrischen und silurischen Zeit gewonnen hatten, nahm im Devon jäh ab; im Karbon gab es nur noch zwei Familien und im Perm starben auch diese aus.

3. Übersicht der Formationen.

Der große, einheitliche Wirbel des Sonnensystems und die Gestalten und Spektra der kosmischen Urnebel lassen keine andere Kosmogonie als die von Laplace zu. Es ist Hyperkritik, wenn man den großen Tatsachen, die übereinstimmend für diese Theorie sprechen, die Querlage der Mondbahnen um Uranus und Neptun entgegenhält. Solche Unregelmäßigkeiten dürfen wohl auf Störungen durch größere kosmische Fremdkörper zurückgeführt werden. Im Sinne der Nebulartheorie hat man sich die Urerde als einen glühenden Gasball vorzustellen, der sich infolge der Wärmeausstrahlung mit einer schmelzflüssigen und weiterhin mit einer starren Haut überzog. Die Kruste verdickte sich einwärts durch das Tiefergreifen der Erstarrung und auswärts durch Massenerruptionen. Mit der Bildung dieser Steinschale oder Lithosphäre beginnt die geologische Geschichte.

Das Archaikum.

Jede Schmelze scheidet die Gase, mit denen sie sich gesättigt hat, beim Erstarren ab. Die Bildung der ersten Kruste und die „Panzerung“ dieser Kruste durch Laven stattete sonach die Erde mit einer Atmosphäre aus. Da in der vulkanischen Entgasung des Magmas jetzt noch der Wasserdampf die Hauptrolle spielt, darf man annehmen, daß er auch an der Zusammensetzung der ursprünglichen Atmosphäre stark beteiligt war und daß seine Verdichtung die höheren Teile der Erdkruste der zerstörenden Arbeit

Digitized by Google

des Wassers preisgab und die Senken mit Meeren füllte. Diese archäischen Meere brauchen, da die Erstarrungskruste gleich dem Schlackenpanzer eines Lavastromes ein schlechter Wärmeleiter war, keineswegs hoch erhitzt gewesen zu sein; ihre Temperatur wird nur infolge der bald da, bald dort eingetretenen Masseneruptionen örtlich stark geschwankt haben. Außerdem muß das Meerwasser infolge der Entgasung der Laven reichlich mit leicht flüchtigen Stoffen, besonders mit Kohlensäure und mit Chlorverbindungen, versetzt gewesen sein. Unter solchen Umständen konnte nichts Organisches bestehen. Aber selbst wenn damals schon primitive Lebensformen, etwa einzellige Algen, aufgekommen wären, hätte keine Spur von ihnen erhalten bleiben können. Die Sedimente der archäischen Meere wurden ja samt den gleichzeitigen Lavamassen und samt der ursprünglichen Kruste später tief unter jüngeren Absätzen begraben und dadurch in Verhältnisse gebracht, unter denen sich die Gesteine in kristalline Schiefer verwandeln. Die ganze archäische Schichtenreihe besteht aus solchen metamorphen Schiefern. Ihre obersten Stufen, der Glimmerschiefer und Phyllit, lassen sich nur aus sandig-tonigen Sedimenten ableiten. Einlagen von Hornblende- und Chloritschiefern gelten als veränderte basische Laven und Tuffe. Der feldspatreiche Gneis aber, der auf der ganzen Erde die tiefste Stufe der archäischen Schiefer bildet und nur in Gebieten starker Abtragung zutage tritt, ist zum größten Teile aus Erstarrungsgesteinen hervorgegangen. Ob er stellenweise die eruptive Panzerung der ursprünglichen Kruste vertritt oder ob gar die eine und die andere Erdscholle so hoch gehoben und dabei so stark abgetragen wurde, daß auch die Kruste selbst zum Vorscheine kam, läßt sich nicht entscheiden.

Das Archäozoikum.

Auf den archäischen Schiefern liegt, bald durch Übergänge mit ihnen verbunden, bald in scharfer Absonderung, eine mehrere Kilometer mächtige Reihe von Konglomeraten, Sandsteinen, Tonschiefern, Kieselschiefern und Kalksteinen, in deren Bildungszeit das große Rätsel vom Ursprunge des Lebens fällt. Obzwar die ersten Spuren organischer Einschlüsse in diesen archäozoischen Schichten ungemein selten und bis auf die Radiolarien auch sehr unsicher und strittig sind, wird man doch durch die reiche Fauna der nächstfolgenden Sedimente zu der Annahme gezwungen, daß einzellige Organismen schon die Meere am Beginne der archäozoischen Ära bevölkerten.

Da die archäozoischen Sandsteine und Tonschiefer in manchen Gebieten in kristalline Schiefer umgewandelt wurden, ist ihre Trennung von den archäischen Schichten oft schwer oder auch gar nicht durchführbar. In Nordamerika, wo die älteste Formationsgruppe in weiter Verbreitung und vortrefflicher Ausbildung untersucht werden konnte, hat man das Archäozoikum als Algonkian (Name eines Indianerstammes) vom Archaean abgesondert, und in anderen Gebieten, so in Finnland, Norwegen, Schottland und der Bretagne, kamen für das Algonkian und seine Stufen mancherlei Bezeichnungen auf, denen nur ein örtliches Interesse zukommt.

Digitized by Google

Die häufigen und sehr starken Einschaltungen von Laven, die sich in den archäozoischen Sedimenten vorfinden, lassen darauf schließen, daß in der ganzen Urzeit der Erdgeschichte eine außerordentlich rege eruptive Tätigkeit herrschte.

Das Paläozoikum.

Auf das Algonkian folgt eine Reihe von Formationen, die zwar sehr fossilreich sind, deren Faunen und Floren sich aber durch ihre fremdartige Tracht, ihre Einförmigkeit und durch das Fehlen der höchst organisierten Stämme sehr auffällig von der gegenwärtigen Lebewelt unterscheiden.

1. Das Kambrium (Cambria, Wales) ist eine mehrere Kilometer mächtige Schichtenreihe von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern,

Fig. 72. Agnostus pisiformis ($\frac{2}{1}$). Sehr kleine, kaum zentimeterlange Form mit zwei Rumpfgliedern. Kopf- und Schwanzschild, die gewöhnlich auseinandergefallen sind, gleich groß. Keine Augen, die äußeren Wangen auf der Unterseite.

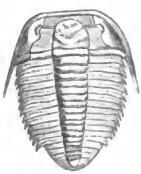


Fig. 74. Olenus truncatus. Oberes Kambrium. Deutliche Gesichtsnähte. Zwischen den kleinen, weit vorn stehenden Augen und dem Vorderrande der Glabella eine „Augenleiste".

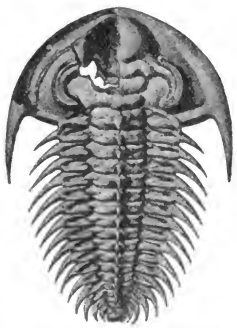


Fig. 73. Olenellus Kjerulfi. Unteres Kambrium. Dem Paradoxides ähnlich, doch kleiner und gedrungener. Lange Spitzen an den Pleuren. Halbmondförmige Augenwülste. Verkümmertes Schwanzschild. Kopfschild links aufgebrochen. In der Lücke das Hypostom zu sehen. Nach Zittel.

denen sich in manchen Gebieten auch pelagische Kalke einschalten. Die Fauna ist durchaus marin, hat bisher nicht einmal 1000 Arten geliefert und reicht nur bis zu den Krustern hinauf. Von Land- und Süßwasserorganismen findet sich keine Spur. Die häufigsten Fossilien sind schloßlose hornschalige Brachiopoden und augenlose Trilobiten. Der kleine Agnostus behauptet sich durch das ganze Kambrium hindurch bis ins Untersilur, Olenellus bleibt auf das älteste Kambrium beschränkt, Paradoxides (Fig. 70) ist das mittelkambrische und Olenus das oberkambrische Leitfossil. Das Vorherrschen sandiger und toniger Gesteine spricht dafür, daß das Kambrium nicht in landfernen Ozeanen, sondern hauptsächlich in kleinen Meeresräumen abgelagert wurde. Die ursprüngliche Verbreitung der Formation läßt sich ebensowenig angeben wie die des Archäozoikums. Wo das Urgebirge bloß-

Digitized by Google

liegt, wurden die ältesten fossilführenden Formationen bis auf spärliche Denudationsreste abgetragen und in den übrigen Erdräumen liegen sie zumeist unter einer zusammenhängenden Decke jüngerer Sedimente. Die Land- und Wasserverteilung auf „paläogeographischen" Karten beruht daher, soweit sie dem Altertum der Erdgeschichte gilt, auf sehr freier Kombination. Da man auf die faunistische Übereinstimmung oder auf faunistische Unterschiede äquivalenter Schichtenreihen angewiesen ist, läßt sich beim Vergleich mehrerer weit voneinander entfernter Vorkommen nur entscheiden, ob die Schichten in einem und demselben Meere oder in gesonderten Becken abgelagert wurden. Der Umriß der trennenden festländischen Erhebungen ist immer hypothetisch. In Europa ist das Kambrium besonders in Mittelböhmen und im Vogtlande, im baltischen Gebiete, im westlichen England, in der Bretagne, in Südfrankreich und in Spanien aufgeschlossen. In Nordamerika tritt es in weiter Verbreitung einerseits im östlichen Kanada und in den Neuenglandstaaten und anderseits in der pazifischen Region auf. In Asien kommt das nördliche Sibirien, Korea, Liautung und die Salt-Range Indiens in Betracht.

2. Das Silur (nach den keltischen Silurern, die von den Römern im westlichen England angetroffen wurden) bezeichnet schon dadurch, daß seine Fauna über 10.000 Arten umfaßt, einen großen Fortschritt. Noch wichtiger aber ist die Entwicklung, die sich in der Organisation der einzelnen Tiergruppen äußert. Die Trilobiten gewinnen Augen, unter den Mollusken stellen sich Kopffüßer, Verwandte des rezenten Nautilus, ein, die Brachiopoden erscheinen in zahlreichen hochentwickelten Formen, die unvollkommenen, stiellosen Beutelstrahler (S. 74) werden im Obersilur durch gestielte Crinoiden verdrängt und die Korallen treten artenreich als vierzählige Einzelkorallen und als Riffbauer auf. Den Höhepunkt erreicht das silurische Tierleben mit dem ersten Erscheinen der Wirbeltiere, die zunächst durch die tiefststehende Abteilung, die Fische, und zwar durch Panzerfische und haiartige Knorpelfische, vertreten werden. Auch die ersten Landpflanzen (Farne, Schuppen- und Siegelbäume) sowie die ersten Landtiere (Skorpione, Tausendfüßer und Insekten) kommen im Silur, besonders im Obersilur, vor. Unter den Leitfossilien sind vor allem die Graptolithen hervorzuheben. Das Untersilur wird durch verzweigte Formen wie Didymograptus, das Obersilur dagegen besonders durch Einzeiler wie Monograptus und Rastrites gekennzeichnet (S. 70). Favosites und Halysites vertreten die riffbauenden Bödenkorallen (S. 69). Unter den Brachiopoden sei nur der große, ventral und dorsal hochgewölbte, zumeist gerippte Pentamerus mit dem starken, eingebogenen Schnabel hervorgehoben. Sehr verbreitet ist im Obersilur die hochgewölbte, rundliche, mit starken gekrümmten Wirbeln versehene, nahezu zahnlose Muschel Cardiola interrupta, die man sogleich an ihren radialen, von konzentrischen Furchen unter-

Fig. 75. Pentamerus Knighti ($\frac{3}{4}$). Obersilur.

Fig. 76. Cardiola interrupta. Obersilur.

Digitized by Google

brochenen Rippen erkennt. Sonst kommen von Weichtieren insbesondere die leicht bestimmbaren Tentakuliten (S. 85), deren Röhrchen das Obersilur lagenweise in ganzen Schwärmen erfüllen, und die Nautiloiden in Betracht. Für das Untersilur ist neben dem riesigen, meterlangen, durch einen außerordentlich weiten randlichen Sipho gekennzeichneten Geradhorn Endoceras noch der an einen Bischofstab erinnernde Lituites bezeichnend. Sein Gehäuse beginnt mit einigen evoluten Umgängen und streckt sich

Fig. 77. Lituites lituus ($\frac{3}{4}$). Silur. Der gestreckte Teil der Schale abgebrochen.

dann zum Geradhorn aus. Obersilurisch ist Orthoceras timidum und das Krummhorn Cyrtoceras (S. 88), zu denen als Formen mit verengter Mündung Gomphoceras und Phragmoceras (das erste ein Gerad-, das zweite ein Krummhorn) gehören. Die Trilobiten, die im Silur den größten Formenreichtum gewinnen, zeichnen sich vor ihren kambrischen Vorläufern durch die Bildung von Augen, durch die stärkere Entwicklung des Schwanzschildes und durch die Einrollbarkeit des Panzers aus. Drei häufige und leicht bestimmbare Gattungen sind Trinucleus, Asaphus und Illaenus.

Fig. 78. Gomphoceras bohemicum. Obersilur.

Fig. 79. Phragmoceras Broderipi ($\frac{1}{2}$). Obersilur.

Trinucleus (Untersilur) hat ein hochgewölbtes Kopfschild, dessen auffallend breiter, siebartig durchlöcherter Saum in lange Stacheln ausläuft. (Fig. 80.) Der sechsgliederige Rumpf und das Schwanzschild sind im Vergleich mit dem Kopfschild verkümmert. Asaphus (Untersilur) zeigt ebenso wie Illaenus (Unter- und Obersilur) Kopf- und Schwanzschild ziemlich gleichmäßig entwickelt. Bei Illaenus ist die Spindel nur in dem zehngliederigen, mit glatten Pleuren versehenen Rumpfe scharf abgesetzt (Fig. 71), während sie beim Asaphus, dessen Rumpf aus 8 gefurchten Ringen besteht, auch im Kopf- und Schwanzschild deutlich hervortritt. (Fig. 81.)

Digitized by Google

Wie die organischen Einschlüsse so sind auch die Gesteine der silurischen Formation weit mannigfaltiger als die der kambrischen. Neben Sandsteinen und Tonschiefern, denen häufig Lavaergüsse eingeschaltet sind, und neben litoralen Kalken mit Riffkorallen, Zweischalern und Schnecken kommen in weltweiter Verbreitung pelagische Cephalopodenkalke, Radiolarienschiefer und Graptolithenschiefer vor. In manchen Gebieten besteht das ganze Silur aus Graptolithenschichten, die nach ihrer Gesamtfauna nur als Tiefseebildungen aufgefaßt werden können. In solchen Fällen ist es gelungen, die Formation auf Grund bestimmter Graptolithenformen, die den einzelnen Stufen eigen sind, in Zonen zu gliedern. In Großbritannien konnten 20 Zonen unterschieden werden. Hier wie in Skandinavien und Osteuropa,

Fig. 80. Trinucleus Goldfussi. Untersilur. Glabella und die inneren Wangen bilden drei Höcker.

Fig. 81. Asaphus expansus ($\frac{1}{2}$). Untersilur.

wo das Silur im baltischen und im Dnjestergebiete weite Flächen einnimmt, dann in Nordamerika und in Sibirien, also überhaupt in einem breiten periarktischen Ringe, erweist sich die Formation mit ihren pelagischen Kalken und Schiefern als der Absatz eines großen Ozeans. Dagegen ist das Silur, das in Böhmen, im Fichtelgebirge, Harz und Rheinischen Schiefergebirge, in Nordwest- und Südfrankreich, in den Alpen, in Italien und Spanien erhalten blieb, außerordentlich arm an pelagischen Sedimenten. Hier liegen Absätze eines Nebenmeeres, vielleicht eines Archipels, vor; doch sind die faunistischen Beziehungen zum periarktischen Silur so enge, daß man freie Verbindungen dieses Nebenmeeres mit dem Ozean voraussetzen muß.

3. Das Devon knüpft im Namen ebenso wie die vorangehenden Formationen an den Boden Englands an. Seine organischen Einschlüsse wurden zuerst in Devonshire als postsilurisch erkannt. Der Übergang der

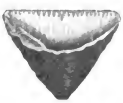


Fig. 82. Calceola sandalina. Mitteldevon. Eine zweikantige, pantoffelförmige Einzelkoralle mit vielen, aber schwach hervortretenden fiederigen Septen. Zu der Zelle gehört ein Deckel ($\frac{3}{4}$).

Fig. 83. Stringocephalus Burtini ($\frac{1}{2}$). Mitteldevon. Groß, glatt, fast kreisrund, beide Klappen hochgewölbt, Schnabel sehr spitz und stark vorragend, Schloßrand gebogen, Foramen mit Deltidium.

Digitized by Google

Faunen erfolgt ganz allmählich und die Organisation der Tierwelt macht keinen großen Fortschritt, denn auch im Devon bleiben die Fische die einzigen Vertreter der Wirbeltiere. In den untersten Stämmen ist das Verschwinden der Graptolithen, das Überhandnehmen der gestielten Crinoiden und vor allem das Aufkommen der Ammonoiden neben den Nautiloiden bezeichnend. Die Trilobiten gehen in der Menge wie im Formenreichtum rasch zurück. Eine weite Verbreitung gewinnen dagegen die Fische, und zwar Haie und Schmelzschupper sowie Panzerfische, die nur rückwärts mit Schmelzschuppen bedeckt sind, vorn und auf den Brustflossen aber Knochenplatten tragen. Auch Doppelatmer, die den Übergang zu den Lurchen vermitteln, treten im Devon schon auf. Zu den wichtigsten Leitfossilien gehören die Deckelkoralle Calceola sandalina, die Brachiopoden Stringocephalus und stark geflügelte Spiriferarten wie Sp. speciosus, endlich mehrere Goniatiten (S. 88) und insbesondere die im jüngsten Devon aufkommenden und auch wieder eingehenden Clymenien, die sich von den nahverwandten Goniatiten durch den innenständigen Sipho und äußerlich durch ihre evoluten und stark gerippten Gehäuse unterscheiden.

Fig. 84. Spirifer speciosus. Mitteldevon.

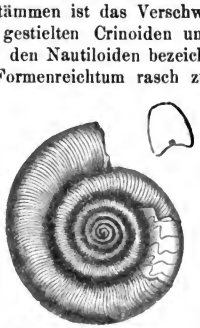


Fig. 85. Clymenia undulata. Oberdevon. Nach Zittel.

In der Verbreitung hält sich das Devon im allgemeinen an das Silur, in der Ausbildungsweise aber weicht es von diesem insofern stark ab, als der marinen Fazies eine kontinentale gegenübersteht. Die marine wird von Sandsteinen, Tonschiefern, litoralen Kalken und pelagischen Cephalopodenkalken und die kontinentale von einer äußerst einförmigen, mehrere tausend Meter erreichenden Folge von glimmerigen roten Sandsteinen und untergeordneten Schieferlagen gebildet. Dieser Sandstein, der Old Red der Engländer, führt weder Korallen noch Crinoiden noch Brachiopoden noch Goniatiten, sondern nur spärliche Reste von riesigen Krebsen, Schmelzschuppern und Panzerfischen und auch von Landpflanzen. Alles spricht dafür, daß er aus Flußanschwemmungen, zum Teil vielleicht auch aus Wüstensand hervorging. Wüstenbildungen sind ja sehr oft mit Absätzen salziger Steppenseen und versiegender Wasserläufe verknüpft; die Versteinerungen des Old Red, die obendrein sehr selten vorkommen, vertragen sich also ganz gut mit der Annahme einer Wüstenfazies, und für die Gesteinsbeschaffenheit gibt es überhaupt kaum eine andere Erklärung als diese. Das kontinentale sandige Devon reicht aus Südrußland (Dnjestertal) über das baltische Gebiet und Großbritannien (nördlich vom Bristol-Golfe) bis Ostkanada und trennt

Digitized by Google

im Bereiche des nordatlantischen Ozeans die beiden großen Verbreitungsgebiete des marinen Devon: das eurasische, das sich von Westeuropa bis Zentralasien und Sibirien ausdehnt, und das amerikanische, das in den Vereinigten Staaten und in Südamerika nachgewiesen wurde. In beiden Gebieten beginnt das marine Devon zumeist mit dem Mitteldevon; nach der Silurzeit muß also die Land- und Wasserverteilung eine bedeutende Änderung erfahren haben. Die silurischen Meeresböden wurden zum größten Teile Festland und blieben es, bis sie in der mittleren Devonzeit wieder unter den Meeresspiegel gerieten. Das ist die erste der großen marinen Überflutungen oder Transgressionen, die sich in der Geschichte der Erde mit Sicherheit nachweisen lassen.

4. Das Karbon bringt einen neuen Fortschritt der Tierwelt. Zu den devonischen Fischen gesellen sich die ersten Lurche, die den Übergang von den Panzerfischen zu den Reptilien vermitteln. Es sind die Stegocephalen: geschwänzte, vierfüßige, mit einem verknöcherten Kopf- und einem schuppigen Bauchpanzer ausgestattete Amphibien von salamanderbis krokodilartigem Bau. Spinnen, Tausendfüßer und Insekten nehmen im Karbon rasch zu, während die Trilobiten bis auf zwei Gattungen aussterben. Die Goniatiten steigern die Festigkeit ihrer Gehäuse durch eine Anlage der Nähte, die den Übergang in Ceratiten einleitet. Die Crinoiden gewinnen die weiteste Verbreitung und den höchsten Formenreichtum; sie stehen auf dem Gipfel ihrer Entwicklung. Unter den Urtieren stellen sich große Foraminiferen in solchen Mengen ein, daß ihre Gehäuse in weiten Gebieten eine ganze Stufe der Formation zusammensetzen. Von besonderer Wichtigkeit für das Karbon war jedoch das Aufkommen einer außerordentlich üppigen Sumpfvegetation, deren verkohlte Überreste der Formation auch zu ihrem Namen verhalfen. Neben Farnen und riesigen Schachtelhalmen — den Kalamiten, deren Schäfte der Länge nach gestriemt und quer abgesetzt waren — gab es vor allem Schuppen- und Siegelbäume (Lepidodendren und Sigillarien),

Fig. 86. Calamites cruciatus. Oberkarbon. Die Astnarben stehen im Kreuz. Nach Credner.

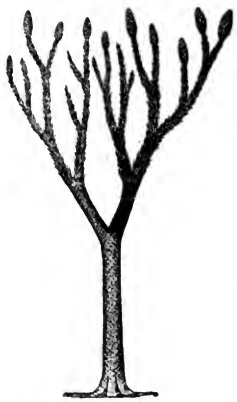


Fig. 87. Ein restauriertes Lipidodendron mit Fruchtzapfen. Diese und die folgenden Figuren nach Potonié.

Digitized by Google

die sich als die Vorfahren unseres niedrigen Bärlappkrautes ausweisen. Beide trugen eine starke, durch Blattpolster und Blattnarben seltsam gemusterte

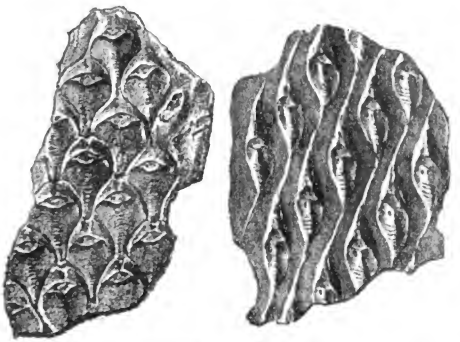


Fig. 88. Lepidodendron Volkmannii und L. Veltheimii, Unterkarbon.

Fig. 89. Eine restaurierte Sigillaria mit ihrem Wurzelstocke (Stigmaria).

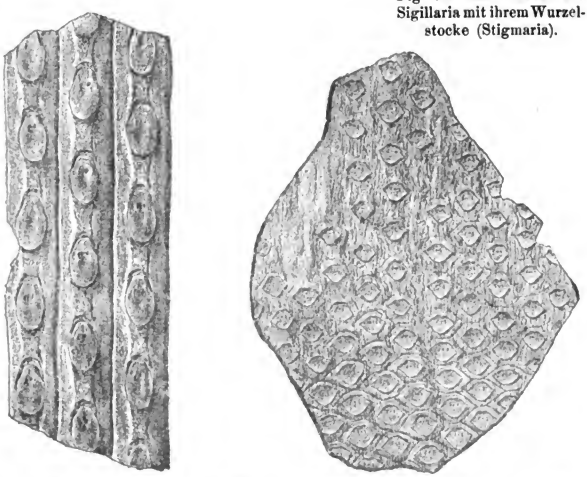


Fig. 90. Sigillaria elongata, Oberkarbon, und Subsigillaria Brardi. Die Narben liegen unten auf rhombischen Pölstern, oben dagegen ohne Polsterabgrenzung auf der ungefurchten Rinde (vgl. Permformation).

Digitized by Google

Rinde. Die Sigillarien, die einen Durchmesser von 1 *m* und eine Höhe von 30 *m* erreichten, waren unverzweigte, dicht mit langen, schmalen Blättern besetzte Stämme, deren Blattnarben als siegel- oder nabelförmige Eindrücke auf scharf oder undeutlich begrenzten, in senkrechten Zeilen aneinander gereihten Blattpolstern lagen. Die stark verzweigten Lepidodendren dagegen hatten rhombische Blattpölster, die mundförmige Narben trugen und in lückenlosen Schraubengängen um den Stamm und die Äste emporliefen.

Zu den Leitfossilien des marinen Karbon gehören von den Foraminiferen die über 5 *mm* großen Fusulinen (S. 66), deren Kalkschalen mit vollkommen umfassenden Umgängen spiral eingerollt sind. Fusulina ist spindelförmig, Schwagerina kugelig. Die vierzählige Einzelkoralle Zaphrentis wurde S. 69 beschrieben. Unter den Brachiopoden ist besonders die Gattung Productus hervorzuheben, die an der hoch gewölbten Bauch- und der flachen oder eingesunkenen Rückenklappe, an dem starken, eingebogenen Wirbel und an dem langen, geraden Schloßrande leicht zu erkennen ist. Pr. giganteus, der Riese unter den Brachiopoden, ist für das Unterkarbon, Pr. semireticulatus, der radial und vom Wirbel weg zur Hälfte auch konzentrisch gestreift ist, für das Oberkarbon bezeichnend. Die in einer Ebene eingerollten Gastropoden Euomphalus und Bellerophon vgl. S. 84.

Fig. 91. Productus giganteus ($\frac{1}{2}$). Unterkarbon.

Fig. 92. Productus semireticulatus. Oberkarbon.

Das Karbon zerfällt in dem Gebiete, wo es zuerst untersucht wurde — in England, Belgien, Nordfrankreich und Deutschland — in eine untere, marine und in eine obere, kontinentale Stufe. Die Unterstufe besteht entweder aus einem mit Riffkorallen und grobschaligen Mollusken erfüllten litoralen Kalkstein, dem Kohlenkalk, oder aus Schiefern, die sich durch ihre Goniatiten sowie durch die Einschaltung radiolarienreicher Kieselschiefer als pelagische Sedimente ausweisen. Für diese Fazies, die stellenweise sandig, also litoral wird, hat sich der englische Lokalname Kulm eingebürgert. Auf dem marinen Unterkarbon liegt das flözführende (produktive) Oberkarbon, eine mächtige Schichtenreihe von Sandsteinen und Schiefertonen mit häufigen Pflanzenresten und mit Kohlenlagern. Die Kohlen sind frei von sandigen und tonigen Verunreinigungen und können daher nicht aus Treibholz, sondern nur an Ort und Stelle aus weiten Sumpfwäldern

Digitized by Google

hervorgegangen sein. Die sandig-schieferigen Gesteine, denen sie eingeschaltet sind, erweisen sich durch ihre organischen Reste zumeist als Süßwasserbildungen. In manchen Kohlenfeldern kommen jedoch in wiederholtem Wechsel mit den flözführenden kontinentalen Sedimenten marine Schichten vor. Jede solche Einschaltung läßt auf ein Untertauchen des Schwemmlandes oder der mit Sumpfwäldern bedeckten Niederungen unter den Meeresspiegel schließen.

Wie das westliche Europa, so war auch das große appalachische Kohlenrevier der Vereinigten Staaten in der ersten Hälfte der Karbonzeit Meeresboden und in der zweiten Festland. Im mittleren und westlichen Nordamerika dagegen, dann in Zentral- und Südamerika, in Ost- und Südasien ist das Oberkarbon so wie in Rußland und in Südeuropa marin, und zwar hauptsächlich als Fusulinenkalk entwickelt. In manchen dieser Gebiete, so vor allem in Rußland, wird das westeuropäische Schema vollends auf den Kopf gestellt, da das Unterkarbon zum größten Teil als kontinentale, flözführende Bildung auftritt. Stellenweise fällt wohl auch die untere oder die obere Stufe der Formation ganz aus. So muß Böhmen in der älteren Karbonzeit ein Gebiet kontinentaler Abtragung gewesen sein, denn das produktive Oberkarbon liegt hier unmittelbar auf den ältesten Schichtenreihen. Umgekehrt ist in Mitteldeutschland zumeist nur das marine Unterkarbon vorhanden.

Die größten Steinkohlenfelder der Erde liegen im nordöstlichen China und in den Vereinigten Staaten (das appalachische Gebiet, das zentrale Revier zwischen Ohio und Mississippi, das Michigan-Feld, das Missouri-Feld — insgesamt 500.000 km^2). In Europa liegen die ergiebigsten und ausgedehntesten Reviere im westlichen, mittleren und nördlichen England und im südlichen Schottland (30.000 km^2). Auf dem Festlande sind die Kohlenfelder in Belgien und dem Rheinlande, im Saargebiete, in Böhmen, in Schlesien, im Moskauer, Donetz- und Uralgebiete hervorzuheben.

Wo das Karbon vollständig entwickelt ist, erreicht es ebenso wie die vorangehenden Formationen eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern. Die häufigen Einschaltungen von Laven und Tuffen weisen auf eine rege vulkanische Tätigkeit hin. Auch die Granitstöcke, die in der Unterlage des Karbon erstarrten und erst in der jüngsten geologischen Vergangenheit bloßgelegt wurden, stammen zum großen Teil aus der Karbonzeit. Endlich wurde damals die Erdrinde in weiten Räumen zu Gebirgen aufgefaltet. Das Karbon bezeichnet fast in allen Erdteilen eine kritische Zeit der Dislokationen. Der Paläoklimatologie erwächst eine große Schwierigkeit aus der Tatsache, daß die Karbonflora, die ein gleichmäßig mildes Klima voraussetzt, ohne jede Differenzierung nicht nur den Breitenkreisen nach rings um den Erdball, sondern auch aus den Tropen bis in die polaren Räume reichte. Auf Spitzbergen führt das Unterkarbon Kulmpflanzen und das Oberkarbon besteht aus Fusulinen- und Korallenkalken, die sich nur in einem warmen Meere bilden konnten.

5. Das Perm (nach dem russischen Gouvernement dieses Namens) lieferte die Reste der ersten Reptilien. Es waren beschuppte eidechsenartige Saurier und sehr plumpe Landsaurier, deren Gebiß bereits nach

Digitized by Google

Säugetierart in Schneide-, Fang- und Backenzähne differenziert war. Auch die amphibischen Vorfahren der Reptilien, die Stegocephalen, sowie die Schmelzschupper und Haie spielen im Perm eine wichtige Rolle. Die Trilobiten, von denen schon im Karbon nur zwei Gattungen übrig geblieben waren, sterben vollends aus. Unter den Cephalopoden treten neben Nautiloiden und Goniatiten die ersten, durch stark gefaltete Kammerwände ausgezeichneten Ammoniten auf. Im übrigen steht die Molluskenfauna der des Karbon sehr nahe. Auch die oberkarbonische Fusulina reicht ins Perm herein und ist hier noch immer einer der wichtigsten Kalkbildner. Von Leitfossilien seien hervorgehoben: Spirifer undulatus mit sehr langem

Fig. 93. Spirifer undulatus. Perm.

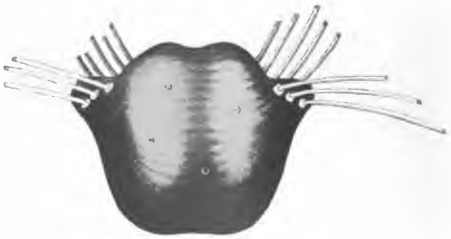


Fig. 94. Productus horridus. Perm.

Schloßrande und gedrängten, wellenförmigen Radialrippen; Productus horridus mit langen hohlen Stacheln, von denen allerdings selten mehr erhalten blieb als die Anheftungsnarben, die sich besonders in der Wirbelgegend häufen; die aus dem Karbon hereinreichende Schnecke Bellerophon, Nautilus in mehreren evoluten, mit starken Rippen und Knoten versehenen Arten, der eng genabelte Otoceras mit ceratitischer Lobenlinie,

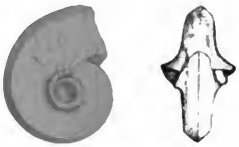


Fig. 95. Otoceras trochoides. Perm.

Fig. 96. Medlicottia Trautscholdi. Perm.

Digitized by Google

ventralem Kiel und sehr auffällig hervortretendem, kraterartigem Nabelrand, Medlicottia mit mäßig zerschlitzter ammonitischer Naht, ganz involut, scheibenförmig, mit tiefer ventraler Rinne zwischen zwei Kielen.

In der permischen Flora treten zu den Farnen und Schachtelhalmen noch Sagopalmen und Nadelhölzer, während die Bärlappbäume verschwinden. Die letzten Sigillarien, die für das Perm bezeichnend sind, haben zwischen den Narbenreihen keine Streifen mehr, weil die Blattpölster ohne scharfe Grenzen ineinander verfließen (Subsigillarien, vgl. S. 101). In Südamerika, Südafrika, Indien und Australien oder vielmehr in einem Festlandgürtel, zu dem die angeführten Erdräume gehörten, kam in der Permzeit eine Flora auf, die man nach der vorherrschenden Farngattung als Glossopterisflora bezeichnet. Glossopteris trieb gleich vom Wurzelstocke weg einfache, zungenförmige, etwa 20 *cm* lange Blätter mit netzartiger Nervatur und ist daher von den übrigen fossilen Farnen leicht zu unterscheiden. Soweit die Glossopterisflora auf der südlichen Halbkugel reicht, nehmen an dem Aufbaue des Perm in hervorragendem Maße Grundmoränen teil. Am Ausgange der paläozoischen Ära muß also eine Eiszeit eingetreten sein. Daß das Perm der nördlichen Hemisphäre keine glazialen Spuren aufweist, erklärt man mit dem Wüstenklima, das nach mancherlei Anzeichen dort geherrscht haben dürfte.

Neben der glazialen gibt es eine rein marine Fazies des Perm, die im Mittelmeergebiete (auf Sizilien) in typischer Ausbildung (Fusulinenkalk mit Cephalopoden) angetroffen wurde und aus Südeuropa durch Vorderasien und den Himalaja bis Hinterindien reicht. In dem großen russischen Permgebiete westlich vom Ural äußert sich in der mehrfachen Einschaltung von Süßwasserbildungen in die marinen Absätze ein wiederholtes Auf- und Untertauchen des Landes. Dasselbe gilt von dem Perm Nordamerikas. In Mitteleuropa, wo die Formation zuerst untersucht wurde, liegt eine Schichtenreihe vor, die in eine kontinentale Unterstufe, das Rotliegende, und eine marine Oberstufe, den Zechstein, zerfällt. Das aus roten Konglomeraten und Sandsteinen bestehende Rotliegende enthält keine zweifellos marinen Versteinerungen, sondern neben Landpflanzen nur Reste von Stegocephalen, Fischen, Gliedertieren. Es muß in derselben Weise entstanden sein wie der gleich geartete Old Red und wird denn auch in England als New Red bezeichnet. Der Zechstein, eine Folge dolomitischer Kalke und Mergel, hat eine rein marine, aber artenarme Fauna. Pelagische Organismen wie Cephalopoden fehlen. Man hat ihn daher als den Niederschlag eines stark abgeschnürten Nebenmeeres aufzufassen. Die häufigen und mächtigen Salzlager im obersten Zechstein lassen darauf schließen, daß sich dieses Nebenmeer zuletzt in Binnenseen auflöste, aus denen die Salze unter dem Einflusse eines Steppen- und Wüstenklimas gefällt wurden. In Mitteldeutschland hat das Rotliegende eine beschränktere Verbreitung, so daß der Zechstein darüber hinausgreift und unmittelbar auf älteren Formationen liegt. In Böhmen, Süddeutschland und Frankreich dagegen ist nur das Rotliegende vorhanden. Es enthält hier wie überall häufige und starke Einschaltungen von Laven und Tuffen, so daß das ältere Perm in vulkanischer Hinsicht eine kritische Zeit bedeutet.

Digitized by Google

Das Mesozoikum.

In der mesozoischen Ära bringt das Leben neue Formen hervor, von denen einige auf dieses Zeitalter beschränkt bleiben, während die übrigen in weit ausgreifender Entwicklung zu den Verhältnissen der Gegenwart emporführen. Nur wenige Dauerformen, wie der unverwüstliche Nautilus, ragen aus dem Altertum durch das Mittelalter bis in die Neuzeit herein. Von Wirbeltieren kommen nicht nur Fische und Saurier, sondern auch schon Vögel und die ersten Säugetiere vor. Die alterttümlichen Panzerfische und die Trilobiten sind verschwunden, unter den Cephalopoden erreichen die vor dem Anbruche der Neuzeit aussterbenden Ammoniten in außerordentlichem Artenreichtum den Höhepunkt ihrer Entwicklung, die Brachiopoden treten die Vorherrschaft an die Muscheln, die Seelilien an die Seeigel ab und die paläozoischen Korallen werden von den modernen Hexakorallen abgelöst. Die Flora hat die Bärlappbäume und Kalamiten ausgeschieden und umfaßt hauptsächlich Farne, Sagopalmen und Koniferen. Erst kurz vor dem Ausgange des mesozoischen Zeitalters bringt sie auch Laubhölzer hervor.

Vulkanische Ausbrüche und gebirgbildende Rindenverbiegungen setzten vom Oberperm bis zur Oberkreide fast ganz aus. Das Mesozoikum bezeichnet eine lange Ruheperiode und gibt damit der Geodynamik ein Rätsel auf, dessen Lösung noch nicht abzusehen ist.

1. Die Trias (nach der dreiteiligen deutschen Ausbildungsweise der Formation) enthält in ihrer weit verbreiteten sandigen Kontinentalfazies neben Schmelzschuppern und Doppelatmern die ersten Knochenfische, ferner Reste und Fährten von mancherlei, zum Teil riesengroßen und ganz märchenhaft gestalteten Land-, Schwimm- und Flugsauriern, endlich mehrwurzelige, spitzkronige Zähnchen, die den ersten Säugetieren, kleinen Beutlern, angehörten. Die marine Fazies der Trias zeichnet sich vor allem durch ihren Reichtum an Ammoniten aus. Die Schnecken, Muscheln und Brachiopoden, unter denen es mehrere vortreffliche Leitfossilien gibt, erinnern zum Teil noch an paläozoische Formen, bereiten aber in manchen Gattungen schon auf die spätere Molluskenfauna vor. Die Stachelhäuter haben die alte Tracht ganz abgelegt. An die Stelle der paläozoischen Seeigel, deren Gerüst aus mehr oder weniger als 20 Reihen von Täfelchen bestand, sind die modernen 20reihigen getreten, und zwar nur mit der Ordnung der Regulären; und die Paläocrinoiden mit den unbeweglichen Kelchtafeln haben den durch gelenkig verbundene Tafeln ausgezeichneten Formen Platz gemacht. Auch unter den Korallen herrschen die jüngeren Hexacorallia weitaus vor.

Aus der langen Reihe von Leitfossilien können hier nur wenige hervorgehoben werden. Die Seelilie Encrinus liliiformis der mittleren Trias besitzt einen niedrigen Kelch mit 5 gegabelten Armen auf einem langen Stiele, dessen runde, mit strahligen Gelenkflächen versehenen Glieder oft mächtige Kalkbänke bilden. Die Brachiopodengattung Terebratula (von ovalem Umriß, grobfaltig oder ganz glatt, mit regelmäßig gewölbten Klappen und einem großen Schnabelloche in dem kurzen, übergebogenen Schnabel) stellt zwei wichtige Formen: Terebratula vulgaris in der

Digitized by Google

mittleren und T. gregaria in der obersten Trias. Die ältere Art ist flach und faltenfrei, die jüngere besitzt auf der Rückenklappe eine von zwei Falten begleitete mediane Bucht, der auf der Bauchklappe eine Auffaltung

Fig. 97. Encrinus liliiformis. Muschelkalk. Unten Gelenkfläche eines Stielgliedes.

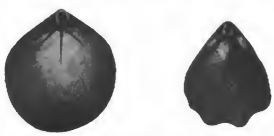


Fig. 98. Terebratula vulgaris der mittleren und T. gregaria der obersten Trias.

Fig. 99. Avicula contorta. Obere Trias. Vorn ein kurzes Ohr, hinten ein langer, flügelartiger Fortsatz.

entspricht. Von Muscheln ist die ungleichklappige Avicula (mit flügelartigen Fortsätzen des geraden Schloßrandes) zu nennen. Avicula contorta ist neben Terebratula gregaria eines der besten Leitfossilien der obersten Trias. Zu den Aviculiden gehören auch die ganz flachen und dünnschaligen Gattungen Monotis und Daonella. Die radial gerippte, mit einem kleinen hinteren Flügel versehene, stark verzogene Monotis salinaria kommt in

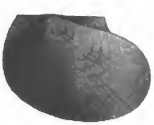


Fig. 100. Monotis salinaria. Obere alpine Trias.

Fig. 101. Daonella Lommeli. Mittlere alpine Trias.

der oberen und die schwach asymmetrische, radial gestreifte, flügellose und durch einen sehr schwachen Wirbel gekennzeichnete Daonella Lommeli in der mittleren Trias vor. Wo die obere Trias aus Riffkalken besteht, ist ihr Leitfossil die große, dickschalige, starkgewölbte, mit vorwärts eingebogenen Wirbeln versehene Gattung Megalodon, deren herzförmige Querschnitte — die „Hirsch"- oder „Kuhtritte" der Älpler — oft weite Felsflächen mustern. (Fig. 102.) Unter den Schnecken kann man sich eine der wichtigsten Versteinerungen der unteren Trias, die bauchige, ungenabelte, aus wenigen, rasch anwachsenden, quer gerippten Umgängen bestehende Naticella

Digitized by Google

Fig. 102. Megalodon scutatus (rechts von vorn). Obere alpine Trias.

costata und in der oberen Trias als Begleiter von Megalodon den gestuften Kegel Turbo solitarius leicht einprägen.

Fig. 103. Naticella costata. Untere alpine Trias.

Fig. 104. Turbo solitarius. Obere alpine Trias.

In der pelagischen Fazies der Trias spielen die Ammoniten die Hauptrolle. Bei ihrem großen Artenreichtume und bei der verwirrenden Häufung von Merkmalen, auf die man bei der Unterscheidung der einzelnen Arten zu achten hat, können jedoch nur einige besonders charakteristische Formen herausgegriffen werden. Tirolites cassianus hat eine ceratitische Naht, die nur im Grunde der Loben gezackt ist, und evolute, außen abgerundete Umgänge mit flachen Rippen und starken Knoten auf den äußeren Rippenenden. (Untere Trias.) Ceratites nodosus (S. 89), dem vorigen ähnlich, aber nicht evolut, sondern weitnabelig, lobenreicher, mit schwächeren Knoten besetzt. (Mittlere Trias.) Ceratites trinodosus, ebenfalls weitnabelig, doch mit mehreren

Fig. 105. Tirolites Cassianus. Untere alpine Trias.

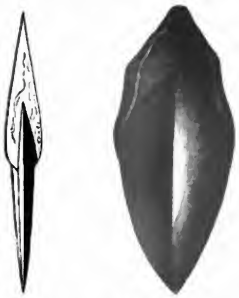


Fig. 106. Pinacoceras Metternichi und Arcestes gigantogaleatus der oberen alpinen Trias.

Knotenreihen. Pinacoceras Metternichi, enggenabelt, flach scheibenförmig, scharfgerändert, von Tischgröße, mit höchst verwickelter Naht. (Obere Trias.) Arcestes giganto galeatus, ebenfalls mit stark zerschlitzter Lobenlinie, ganz involut, ungenabelt, stark aufgetrieben, aber mit kielförmig zugeschärftem Rande. (Obere Trias.)

In Deutschland, wo die Trias unter allen Formationen die weitesten Flächen einnimmt und auch zuerst untersucht wurde, folgen drei scharf kontrastierende Stufen aufeinander. Die unterste, der 500 *m* mächtige Buntsandstein, ist eine Kontinentalbildung gleich dem Rotliegenden und dem Old

Digitized by Google

Red, also teils äolisch, teils fluvial. Er besteht hauptsächlich aus roten Sandsteinen, denen stellenweise Konglomeratbänke eingeschaltet sind, und aus sandigen Schiefertonen. Nur zu oberst, im Röth, stellen sich zwischen Gips führenden Mergeln Kalklagen mit marinen Muscheln ein. Dieser Absatz eines seichten Nebenmeeres bildet den Übergang zur zweiten Triasstufe, dem durchschnittlich 300 *m* starken Muschelkalk, der aus dünnschichtigen, mit Mergeln wechselnden Kalkbänken besteht. In der Mitte schalten sich Anhydrit und Salz führende Mergel ein. Das Meer muß also in der mittleren Muschelkalkzeit seichter geworden und sogar in Binnenseen zerfallen sein. Aber auch der untere und obere Muschelkalk wurde nicht in einem ozeanischen Raume, sondern gleich dem Zechstein in einem mangelhaft geöffneten Rand- oder Mittelmeere abgelagert. Das beweist die Artenarmut der hauptsächlich aus Muscheln, Schnecken und Seelilien bestehenden Fauna. Die Ammoniten werden nur durch einige Ceratiten vertreten; Seeigel, Korallen und Schwämme fehlen fast ganz. Die oberste Trias, der Keuper, wird in rasch wechselnder Zusammensetzung und Mächtigkeit (bis 600 *m*) von mürben Sandsteinen und bunten, zumeist roten Schiefertonen mit Gips- und Salzlagern gebildet. Marine Fossilien kommen nur in den untersten und den obersten Schichten vor. Sonst ist der Keuper eine kontinentale, aus fluvialem Schwemmland und aus See- und Sumpfbildungen hervorgegangene Schichtenreihe mit Farnen und Schachtelhalmen und den Resten und Fährten von mancherlei Sauriern.

In England, wohin das Muschelkalkmeer nicht reichte, ist die ganze Trias in der Buntsandstein- und Keuperfazies entwickelt. Der Buntsandstein wird im Anschlusse an das Rotliegende als oberer New Red bezeichnet. Kontinental ist die ganze Formation auch auf der atlantischen Seite der Appalachen und im Felsengebirge, weiter in Südamerika, Südafrika und auf der vorderindischen Halbinsel.

Noch viel weiter als die kontinentale ist die pelagische Trias verbreitet. Sie wurde zuerst aus den Ostalpen bekannt und seither im Mittelmeergebiete, in Vorderasien, im Himalaja, in Ostasien und Japan, im nördlichen Sibirien und im Eismeere (Neusibirische Inseln, Spitzbergen, Bäreninsel) und auf der pazifischen Seite Nord- und Südamerikas angetroffen. Die unterste Stufe der ostalpinen Trias bildet der nach Werfen an der Salzach benannte Werfener Schiefer, ein fossilarmer, sandig glimmeriger, roter oder grauer Tonschiefer mit Naticella costata und Tirolites cassianus. Die rein sandige Fazies dieses Schiefers entspricht ganz dem Buntsandstein. Im Himalaja aber sind auch die Werfener Schichten als pelagische Kalke entwickelt. Der alpine Muschelkalk, unter dessen Ceratiten auch der Ceratites nodosus des germanischen Muschelkalkes angetroffen wurde, tritt als dunkler Aderkalk, als kieselreicher Tiefseekalk und in der oberen Abteilung als lichter fossilarmer Riffkalk und Riffdolomit auf. (Schlerndolomit, Wettersteinkalk, Ramsaudolomit.) Die Riffe bestehen aus den Röhrchen von Algen (Diploporen) und aus Korallen, erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und verzahnen sich an den Rändern bisweilen (Südtirol) mit gleichalterigen dünnschichtigen Mergeln, als deren Leitfossil Daonella Lommeli (Fig. 101) gelten kann. Der Keuper beginnt

Digitized by Google

mit einer sandigen oder mergeligen Schichtenreihe, den Raibler Schichten, und umfaßt darüber in gewaltiger, 1000 *m* erreichender Mächtigkeit den fossilleeren Hauptdolomit oder den grob gebankten Dachsteinkalk (Fig. 1 mit Megalodon und Turbo solitarius. Seltsamerweise wird diese in der Flachsee entstandene Riffazies stellenweise, und zwar in örtlicher Beschränkung, von roten, knolligen Ammonitenkalken (Hallstätter Kalk mit Pinacoceras und Arcestes) vertreten, die als Tiefseebildungen aufgefaßt werden müssen. In manchen Gebieten fehlen die Raibler Schichten, so daß der Dachsteinkalk unmittelbar auf dem Dolomit oder Kalk der mittleren Trias aufruht. Solche Profile sind z. B. in den Salzburger Alpen sehr häufig. Auf den Dachsteinkalk oder Hauptdolomit folgen schließlich als oberste Keuperstufe (Rhätische Stufe) dünnschichtige Kalke und Mergel mit Terebratula gregaria und Avicula contorta (Fig. 98 und 99): die Kössener Schichten.

Da die alpine und die germanische Trias nur in wenigen Lagen identische Leitfossilien wie Avicula contorta oder Ceratites nodosus aufweisen, im übrigen aber nicht mit Sicherheit parallelisiert werden können, herrscht in der Gliederung der alpinen Trias, besonders in der Abgrenzung des Muschelkalkes gegen den Keuper, noch manche Meinungsverschiedenheit. Wir folgten Bittner. Kayser rechnet die Kalke und Dolomite unter den Raibler Schichten nicht mehr zum Muschelkalk, sondern zerlegt die Trias folgendermaßen.

Abteilung	Stufen	Schichten
Obere Trias	Rhätische Stufe	Kössener Schichten
	Norische Stufe	Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Hallstätter Kalk
	Karnische Stufe	Raibler Schichten
	Ladinische Stufe	Wettersteinkalk, Ramsaudolomit, Schlerndolomit und mergelige Äquivalente
Untere Trias	Muschelkalk	Mergel und Cephalopodenkalke, Unterer Ramsaudolomit, Reichenhaller Kalk
	Buntsandstein	Werfener Schiefer

2. Der Jura (nach dem Gebirge dieses Namens) fällt in die Zeit der höchsten Saurierentwicklung. Unter den Landsauriern gab es hausgroße Ungetüme, wie den 30 *m* langen Atlantosaurus, für die Flugsaurier ist der nackte, mit einer Flughaut, mit Krallen und einem bezahnten Schnabel

Digitized by Google

ausgestattete Pterodactylus typisch, und von Meeressauriern mit Ruderfüßen sind der kleinköpfige Langhals Plesiosaurus und der großköpfige, kurzhalsige, über 10 *m* lange Ichthyosaurus hervorzuheben. Die Säuger erheben sich nicht über das Niveau der triasischen Beuteltiere. Dafür tritt im Jura der erste befiederte Vogel, Archäopteryx, auf, der im Knochenbau und in der Bezahnung des Schnabels den Reptilien noch sehr nahe steht. In der niederen Tierwelt gewinnen die Ammoniten einen außerordentlichen Formenreichtum. Es stellen sich viele neue Gattungen ein, von denen mehrere auf bestimmte Schichtgruppen beschränkt sind und daher vortreffliche Leitfossilien abgeben. Der Jura Schwabens konnte nach der Aufeinanderfolge bezeichnender Formen in 33 Zonen zerlegt werden, die sich in weltweiter Verbreitung nachweisen ließen. Zu den Ammoniten gesellen sich die ersten Belemniten. In litoralen Sedimenten ist das Auftreten von Austern in ganzen Bänken und die starke Entwicklung der riffbauenden Korallen bemerkenswert. Unter den Seeigeln, die in Korallenkalken sehr häufig vorkommen, stellen sich im mittleren Jura neben den Regulären zum erstenmal Irreguläre mit exzentrischem After ein.

Einige Leitfossilien: Pentacrinus tuberculatus (unterster Jura) mit fünfkantigem Stiel, dessen Gelenkflächen ein fünfblätteriges Muster aufweisen. Apiocrinus (besonders im oberen Jura) mit runden, strahlig gekerbten Stielgliedern. Terebratula numismalis (unterster Jura) kreisrund,

Fig. 107. Terebratula diphya. Oberster Jura.

Fig. 108. Gryphaea arcuata. Unterster Jura.

Fig. 110. Diceras arietinum ($\frac{1}{2}$). Oberster Jura.

Fig. 109. Trigonia costata. Mittlerer Jura.

beide Klappen gleichmäßig flach gewölbt. Terebratula digona (mittlerer Jura) bauchig, rucksackförmig (S. 79). Terebratula diphya (oberster Jura) mit einem Loch in der dreieckigen Schale. Gryphaea arcuata (unterster Jura), Auster mit einer flachen deckelförmigen und einer hoch-

Digitized by Google

gewölbten, gewulsteten Schale, deren Wirbel stark einwärts gebogen ist. Trigonia costata (mittlerer Jura), dreieckig, mit rückwärts gebogenen Wirbeln, von denen je eine Kante zum unteren Teile des Hinterrandes herabzieht. Die „Area“ zwischen den beiden „Arealkanten“ ist parallel zu den Kanten gestreift und gerippt, während die beiden Klappen sonst konzentrische Rippen zeigen. Diceras arietinum (oberster Jura), eine dickschalige, dem Megalodon verwandte, aber ungleichklappige Muschel mit vorwärts auseinander gedrehten und eingerollten Wirbeln, sehr häufig in Riffkalken. Nerinea (N. trinodosa u. a. im oberen Jura) eine grobschalige, gleichfalls im Riffkalk heimische Turmschnecke mit Spiralfalten auf der Spindel und den Lippen. Arietites (unterster Jura), evolute, scheibenförmige Ammonitenfamilie, am Außenrande mit einer Doppelfurche und einem Kiel

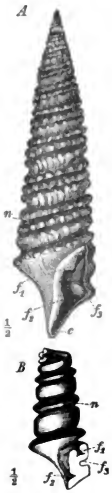


Fig. 111. Nerinea trinodosa. Oberer Jura. *A* Schale, *B* Steinkern. *n* Naht, *c* Ausguß, f^1 Falte der Innenlippe, f^2 Spindelfalte, f^3 Falte der Außenlippe. Nach Steinmann.

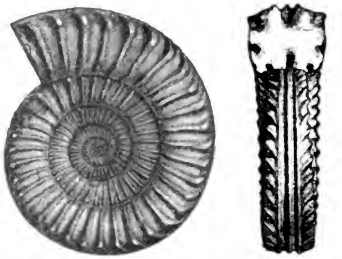


Fig. 112. Arietites bisulcatus. Unterer Jura.

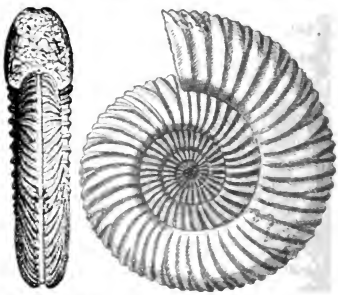


Fig. 113. Parkinsonia Parkinsoni. Mittlerer Jura.

dazwischen; Umgänge zahlreich und niedrig, mit Sichelrippen, deren vorwärts gerichtete Enden nur bis zur Doppelfurche reichen. Amaltheus margaritatus (unterster Jura) steht dem triasischen Pinacoceras sehr nahe, enggenabelte flache Scheibe, hochmündig, mit flachen Sichelrippen und gekerbtem, strickartigem Kiel (S. 89). Parkinsonia (mittlerer Jura),

Digitized by Google

stark evolute, arietitesartige Form mit einer Außenfurche, die die beiderseitigen gegabelten Rippen trennt. Perisphinctes (oberster Jura), unterscheidet sich von Parkinsonia dadurch, daß die Gabelrippen über die Außenseite hinweggehen. Aspidoceras (oberster Jura) ziemlich aufgebläht, breit- und rundrückig, evolut, mit mehreren Knotenreihen auf der glatten oder auch gerippten Schale. Von Aspidoceras kommen auch häufig grobe Aptychen mit glatter Konvexseite vor.

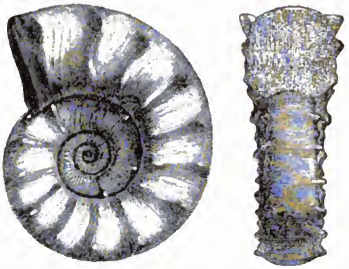


Fig. 114. Aspidoceras perarmatum. Oberer Jura. (Fig. 112—114 nach Zittel.)

Die Juraformation erreicht in Schwaben und Franken, wo sie zuerst untersucht wurde, 500—600 *m*, in anderen Gebieten selbst 1000 *m* und darüber. Sie ist in verschiedener Fazies, besonders aber als ammonitenreiches pelagisches Sediment weit verbreitet in der mediterran-alpinen Region und dem anschließenden Zuge der südasiatischen Kettengebirge, dann in West- und Mitteleuropa, Rußland, Sibirien, in der Arktis, im Kordillerenzuge Nord- und Südamerikas, endlich in Ostafrika, West- und Ostaustralien, Neuseeland, im australasiatischen Archipel und in Japan. Wo der Jura vollständig vorliegt, läßt er sich in mehrere, am besten in drei Abteilungen zerlegen. In Schwaben unterschied man den unteren oder — nach der vorherrschenden Färbung der Schiefertone und Kalke — schwarzen Jura, den mittleren oder braunen und den oberen oder weißen, der hauptsächlich aus Korallenkalk besteht. Daneben bürgerten sich die von Oppel vorgeschlagenen englischen Lokalbezeichnungen Lias, Dogger, Malm ein. Die vertikale Verteilung bezeichnender Ammonitenarten ermöglichte eine weitere Gliederung in Unterabteilungen und Zonen. Der Lias ist in der Hauptsache auf West- und Mitteleuropa (bis zum böhmischen Massiv) und auf die alpine Region beschränkt. In Osteuropa und Asien, im ganzen arktischen Gebiete, in Amerika, Ostafrika und Australien liegt der Jura durchgehend mit dem Dogger oder gar nur mit dem Malm auf älteren Formationen. Die Liaszeit war also im Bereiche der gegenwärtigen Kontinente eine Festlandperiode, die erst in der mittleren und jüngeren Jurazeit durch ein immer weiter um sich greifendes Sinken und Untertauchen des Landes abgeschlossen wurde. Die Ausbreitung des Malm ist eine der größten Transgressionen, die je eintraten. Bezeichnenderweise hielt diese Trans-

Digitized by Google

gression im Bereiche des Mittelmeeres, der Alpen und Karpaten bis zum Beginne der Kreidezeit an, so daß eine lückenlose pelagische Schichtenreihe — das Tithon mit Terebratula diphya — den Jura mit der Kreide verbindet, während außerhalb der großen Kettengebirgszone, in West- und Mitteleuropa, brackische und Süßwassersedimente ein spätjurassisches Festland anzeigen. Am Schlusse der Jurazeit muß also in Europa eine Schaukelbewegung eingetreten sein, die den Süden weiter sinken und den Norden aus dem Meere aufsteigen ließ.

Der Jura ist die erste Formation, die eine, wenn auch durchaus nicht einwandfreie, so doch nicht mehr allzu freizügige paläogeographische Darstellung der Erde gestattete. In seiner berühmten Abhandlung über die Verbreitung der Juraformation (Denkschr. d. k. k. Akademie, Wien 1885) suchte Neumayr aus der Verteilung des litoralen und des pelagischen Malm eine Übersicht der Kontinente und Meeresräume der jüngeren Jurazeit zu gewinnen. Dabei zerlegte er die Meere auf Grund des Ausfalles der Korallenriffe in den höheren Breiten und besonders nach der horizontalen Verbreitung bestimmter Ammonitenfamilien in Räume, deren Grenzen er aus einer klimatischen Differenzierung ableitete. Neuere Forschungen haben jedoch dargetan, daß die durch abweichende Faunen gekennzeichneten Juraprovinzen nicht nur durch klimatische, sondern auch durch mancherlei andere Umstände voneinander gesondert wurden.

3. Die Kreide oder kretazische Formation wurde nach dem weißen Foraminiferenkalk der Schreibkreide benannt, die in England, Nordfrankreich und im baltischen Gebiete einen mächtigen und hervorstechenden Bestandteil der oberen Abteilung dieser Formation bildet. Paläontologisch ist die Kreide vor allem dadurch ausgezeichnet, daß die Pflanzenwelt nach langem Stillstande einen großen und sprunghaften Fortschritt macht. Schon in der älteren Kreidezeit kamen in Nordamerika neben den Farnen, Sagopalmen und Nadelhölzern der vorangehenden Perioden die ersten bedecktsamigen Blütenpflanzen auf, und in der jüngeren Kreide breiten sich diese hochstehenden Formen, zumal die Laubhölzer, über die ganze Erde aus. In der Organisation der Tierwelt kommt es erst später zu einem gleichwertigen Fortschritte. Die kretazischen Säuger, von denen nur sehr spärliche Reste (Zähne) erhalten blieben, waren kleine Tiere aus der Verwandtschaft der Beutler und Insektenfresser, zum Teil auch Formen, die den Raubtieren nahe stehen mögen. Die Vögel — es kommen Flug- und Laufvögel vor — sind noch immer bezahnt. Riesige Flugsaurier, aber auch Plesiosaurus, Ichthyosaurus, Krokodile und lange, schlangenartige Echsen mit Ruderfüßen, endlich gewaltige Landsaurier treten häufig und artenreich auf. Unter den Fischen werden die Schmelzschupper immer mehr von den Knochenfischen verdrängt. In der pelagischen Fauna behaupten die Belemniten und Ammoniten bis zu ihrem Aussterben die Oberhand und die Ammoniten stellen in den Krüppelformen, die sie zum Schlusse annehmen, eine Reihe trefflicher Leitfossilien. Auch unter den übrigen Mollusken, besonders unter den Muscheln, treten bezeichnende neue Gattungen auf, von denen sogleich die Rede sein wird. Dasselbe gilt von den irregulären Seeigeln. Unter den Gesteinsbildnern sind Korallen, Kalk- und Kieselschwämme, vor allem aber Foraminiferen hervorzuheben.

Digitized by Google

Auswahl von Leitfossilien: Die Familie der Spatangiden umfaßt ganz irreguläre, herzförmige Seeigel. Der Mund ist weit vorwärts gerückt, der After liegt in einer hohen, durch Abplattung des Randes angelegten Hinterfläche, der vordere Radius verläuft vom Scheitel weg in einer Furche. (Toxaster, vorzugsweise in der unteren Kreide, hat einen fünfeckigen, Micraster, in der oberen Kreide, einen zweilippigen Mund.) Inoceramus, eine große und derbe, ungleichklappige, schiefe, zumeist nur konzentrisch gerippte Muschelgattung mit geradem Schloßrande und vorwärts gerückten

Fig. 115. Toxaster complanatus. Untere Kreide.

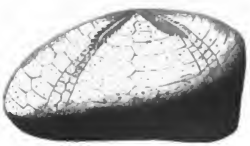


Fig. 116. Micraster cortestudinarium. Obere Kreide.

Fig. 117. Inoceramus Cripsi. Obere Kreide. Der Schloßrand ist zahnlos und zeigt nur eine lange Reihe schmaler Bandgruben.

Fig. 118. Hippurites gosaviensis mit flachem, porösem Deckel. Obere Kreide Südeuropas. Nach Zittel.

und eingebogenen Wirbeln. Eine ganz eigenartige Familie, die weder vor noch nach der Kreide ihresgleichen findet, ist die der Rudisten. Alle Formen, die zu ihr gehören, haben außerordentlich dicke, von Hohlräumen und Kanälen durchzogene Schalen, von denen die eine kegel- oder hornförmig gestaltet und mit der Spitze aufgewachsen ist, während die andere einen flachen, deckelartigen Verschluß bildet. Dieser Deckel greift mit senkrechten Zapfen (Zähnen) in scheidenförmige Gruben der großen Schale ein und konnte nicht aufgeklappt, sondern nur vertikal verschoben werden. Die Rudisten gehörten der litoralen Fauna an und sicherten sich gegen die

Digitized by Google

Brandung nicht nur durch den äußerst derben Schalenbau, sondern auch durch die gesellige Ansiedlung in Bänken. Sie bilden daher förmliche Riffe von Kalk (Rudistenkalk), dessen Reinheit auf schlammfreie Gestade hinweist. Die wichtigste Rudistenform ist der oberkretazische Hippurites, dessen kegel- oder hornförmige Hauptklappe einen sehr kleinen Wohnraum birgt und dessen flachgewölbter Deckel siebartig von Poren durchlöchert ist, in denen feine Kanäle ausmünden. In Gesellschaft der Hippuriten kommen häufig die ganz ähnlich gebauten Radioliten vor, die man an der größeren Wohnkammer, an der stärkeren Längsrippung der großen Schale und an dem porenlosen Deckel auch dann erkennt, wenn die etwas abweichende Schloßbildung nicht sicher gestellt werden kann. In der Verbreitung der Hippuriten und Radioliten zeigt sich überall der Einfluß des breitenmäßig differenzierten Klimas. Beide Rudistenformen sind auf die niederen Breiten beschränkt und kommen z. B. in Europa nur in der mediterran-alpinen Region vor.

Unter den Schnecken ist die derbe, bauchige, konvolute, hoch- und schmalmündige, durch drei starke Spindelfalten gekennzeichnete Actaeonella

Fig. 119. Actaeonella gigantea. Obere Kreide Südeuropas.

als Leitfossil der oberen Kreide (in litoraler Fazies) hervorzuheben. Für die pelagische Fazies kommen wie im Jura hauptsächlich Ammoniten, und zwar erstens sehr stark gerippte und geknotete und zweitens verkrüppelte Formen in Betracht. Die Familie Hoplites in der unteren Kreide ist weitnabelig bis evolut und trägt starke, zumeist gegabelte Rippen und Knoten. Nahe verwandt ist das gleichfalls stark verzierte, aber dicke und kantige Acanthoceras (untere und obere Kreide). Sehr charakteristisch und leicht bestimmbar sind die ammonitischen Neben- oder Krüppelformen, die sich in der Kreide einstellen. Crioceras (untere Kreide) ist zur offenen Spirale ausgerollt. Scaphites (obere Kreide) zeigt nur die inneren Umgänge eingerollt; die Wohnkammer ist ausgestreckt und erst an der Mündung hakenförmig umgebogen (S. 118). Turrilites (untere Kreide) ist nicht in einer Ebene, sondern wie eine Turmschnecke gerollt. Hamites (untere Kreide)

Digitized by Google

gleicht einem an beiden Enden eingebogenen Stift. Baculites (oberste Kreide) ist stabförmig gestreckt und an der ammonitischen Naht, die

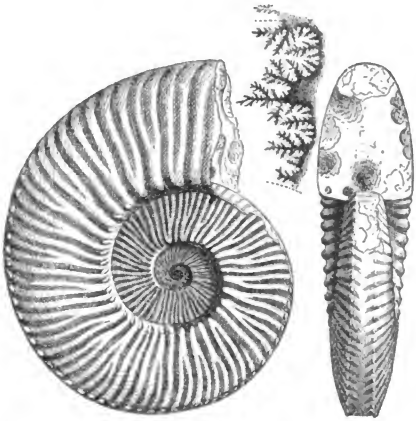


Fig. 120. Hoplites noricus. Stark zerschlitzte Lobenlinie. Untere Kreide.
(Fig. 120—124 nach Zittel.)

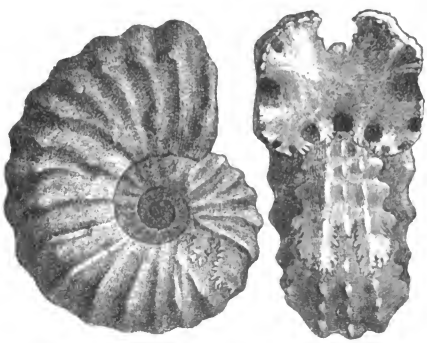


Fig. 121. Acanthoceras rotomagense. Drei Knotenreihen auf dem breiten Rücken. Mittlere Kreide.

übrigens ziemlich einfach ist, leicht zu erkennen (S. 90). Auch die Belemniten, die in der Kreide den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichen,

Digitized by Google

stellen mehrere, nach der Größe, Gestalt und Furchung des Rostrums unterscheidbare Leitformen: Belemnites subquadratus, B. minimus, den zungenförmigen B. dilatatus (untere Kreide), Belemnitella mucronata (S. 91) zylindrische, in einen Stachel auslaufende Scheide mit deutlichem Bauchspalt (obere Kreide).

Fig. 122. Crioceras Duvali. Untere Kreide.

Fig. 123. Turrilites catenatus. Untere Kreide.

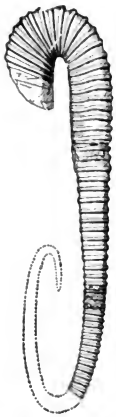


Fig. 124. Hamites rotundatus. Untere Kreide.

Fig. 125. Belemnites subquadratus. Untere Kreide.

Fig. 126. Belemnites minimus. Untere Kreide.

Fig. 127. Belemnites dilatatus. Untere Kreide.

Digitized by Google

Gliederung der Kreide

Obere Kreide	Senon mit Micraster, Inoceramus Cripsi, Baculites anceps, Belemnitella mucronata, Hippurites, Actaeonella usw.
	Turon mit Inoceramus labiatus, Hippurites, Actaeonella usw.
	Cenoman mit Acanthoceras rotomagense
Untere Kreide	Gault mit Belemnites minimus, Hamites rotundus, Turrilites catenatus und mehreren Hopliten
	Neocom mit Toxaster, Crioceras, Hoplites, Belemnites subquadratus und Belemnites dilatatus

Wie der Jura so ließ sich auch die Kreide nach der vertikalen Verteilung bestimmter, hauptsächlich ammonitischer Leitformen in weitere Unterabteilungen und schließlich in eine Reihe von Zonen zerlegen.

Wo am Ausgange der Jura- und am Beginne der Kreidezeit pelagische Schichten abgesetzt wurden, wie im Bereiche der südeuropäischen Gebirgszone, haben die beiden Formationen eine fließende Grenze, das Tithon (mit Terebratula diphya). In anderen Gebieten, so in West- und Mitteleuropa, sondern sie sich dadurch, daß der Jura zu oberst brackisch wird oder die Kreide mit einer Süßwasserbildung, dem englischen Wealden, unserem Wälderton, beginnt, scharf voneinander ab. Noch schärfer aber ist die Grenze zwischen der Unter- und der Oberkreide. In der Cenomanzeit wurden nämlich in allen Erdteilen weite Flächen, die vorher trocken lagen, vom Meere eingenommen. In Europa z. B. ließ sich die oberkretazische Transgression, die der des Malm kaum nachstehen dürfte, in Skandinavien, Rußland, Böhmen, im französischen und iberischen Zentralplateau, in der Bretagne und in England nachweisen. Die Schichten, die damals abgelagert wurden, sind zum großen Teile sandig (Unterer Quadersandstein, Oberer Grünsand Englands usw.) und lassen auch aus ihrer Fauna auf geringe Meerestiefen schließen. Erst im Turon sanken die überfluteten Erdräume so tief ein, daß Mergel und pelagische Kalke wie die Schreibkreide des

Digitized by Google

baltischen Gebietes entstehen konnten. Das Senon, das wieder in engere Grenzen zurückgeht, bezeugt das Wiederauftauchen weiter Flächen. Von großem Interesse ist dabei der von Haug hervorgehobene Umstand, daß sich jene Streifen der Erdrinde, die später zu den großen Kettengebirgen aufgefaltet wurden, gerade so wie in der Malmzeit in einer Art von Schaukelbewegung mit den übrigen Teilen der gegenwärtigen Kontinente befanden. In den zur Faltung neigenden Erdschollen weisen die oberkretazischen Schichten auf eine marine Regression im Cenoman und Turon und auf eine Transgression im Senon hin.

Die lange Pause in den gebirgbildenden Rindenbewegungen, die am Ende der paläozoischen Ära eintrat und durch das ganze Mesozoikum anhielt, ging in der jüngeren Kreidezeit zu Ende. Die Zonen der gegenwärtigen Kettengebirge erfuhren nunmehr, nachdem sie dem Meere entstiegen waren, eine starke Faltung. Die Ursache dieses Wiedereinsetzens der Rindenstauung ist ebenso dunkel wie die der langen Ruheperiode. Eine andere Schwierigkeit erwächst manchen geodynamischen Theorien aus der Tatsache, daß die kretazische Störungsperiode nicht auch eine Periode starker Eruptionen war. Die mesozoische Pause in der vulkanischen Tätigkeit dauerte bis tief in die Tertiärzeit hinein. Wie die Trias und der Jura, so enthält auch die Kreide nur ausnahmsweise, wie in den Anden, eruptive Einschaltungen.

Das Känozoikum.

Wenn man sich an die Entwicklung der Pflanzenwelt hielte, wäre der Beginn der Neuzeit — dem Erscheinen und der raschen Ausbreitung der bedecktsamigen Gewächse entsprechend — mitten in die Kreide zu verlegen. Doch der Wandel, der sich am Schlusse dieser Periode in der Tierwelt vollzog, ist so stark und durchgreifend, daß er unter allen Umständen den Ausschlag geben mußte. Die Saurier verschwinden; dafür stellen sich moderne Reptilien, besonders Schlangen, dann echte Vögel und endlich plazentale Säuger ein. Der Mensch erscheint erst im späten Känozoikum. Die marine Fauna ändert sich am Schlusse der Kreidezeit rascher und stärker als je. Die Ammoniten und die Belemniten sterben aus. Die Crinoiden und die Brachiopoden sind nahe daran, ihnen zu folgen. Die Vorherrschaft fällt den siphonalen Muscheln und Schnecken zu. Da viele känozoische Formen in den Meeren der Gegenwart noch leben, wurde die ganze postkretazische Schichtenreihe nach dem Prozentsatze der in ihr enthaltenen rezenten Arten gegliedert. Sedimente, in deren Fossilgehalt die lebenden Arten schwächer als mit 90% vertreten sind, gehören zur Tertiärformation, und die jüngeren, mehr als 90% rezenter Formen aufweisenden Schichten zur Quartärformation. Die Namen Tertiär und Quartär stammen aus der Zeit, als man die paläozoischen Formationen noch als die primären und die mesozoischen als die sekundären bezeichnete.

1. Das Tertiär baut sich aus vier Stufen auf, deren ungleiche Verbreitung sehr bedeutende Änderungen der Festlandumrisse anzeigt.

a) Das Eozän (Eos, die Morgenröte und kainos, neu — also Anbruch der Neuzeit).

Digitized by Google

b) Das Oligozän (oligon, wenig — also Schichten, die noch wenig neue Tierformen enthalten).

c) Das Miozän (meion, weniger — im Vergleich mit *d*).

d) Das Pliozän (pleion, mehr — im Vergleich mit *c*).

Die terminologische Unbeholfenheit, die sich in den vier Stufennamen äußert, ist so arg, daß man gut tut, beim Gebrauche dieser Bezeichnungen nie an ihre Herkunft zu denken. Eozän und Oligozän wird als Alttertiär, Miozän und Pliozän als Jungtertiär zusammengefaßt. Die Altersbestimmung mariner Tertiärschichten wird dadurch erschwert, daß ein Teil der Muscheln und Schnecken, auf die es hauptsächlich ankommt, mehreren Stufen gemeinsam ist, und daß auch manche der vertikal gesonderten Arten nur vom Kenner leicht auseinander zu halten sind. Hier können nur einige der bezeichnendsten Formen angeführt werden.

Das marine Eozän ist in seinem Hauptbereiche, dem Mittelmeergebiete (mit Einschluß der Alpen und Karpaten) und Südasien, aufs beste durch die allenthalben und in großen Mengen verbreiteten Nummuliten gekennzeichnet. Nummulitenkalke und Nummulitensandsteine herrschen unter den eozänen Absätzen weitaus vor und sind immer leicht zu bestimmen (S. 66). Der irreguläre Seeigel Conoclypeus kommt sehr häufig und in vielen Arten vor. Er ist ohne weiteres an seiner bedeutenden Größe, seiner flachbödigen, hochgewölbten Kuppenform, den breiten, mit unansehnlichen Warzen besetzten Interradien und der Beschaffenheit des Scheitelschildes und des Mundes zu erkennen. Der Scheitel wird fast ganz vom Madreporiten eingenommen. Die Ambulakren nehmen abwärts an Breite zu. Gegen den zentralen Mund vertiefen sie sich. Die Interradien gehen in der Mundlücke als Vorsprünge zu Ende. Der After ist randständig (S. 76). Von Mollusken seien nur Cardita (Venericardia) imbricata, Corbis lamellosa, beide mit glatter Mantellinie, Cytherea semisulcata, Fusus longaevus, Fusus bulbiformis, Cerithium nudum und Cerithium serratum hervorgehoben.

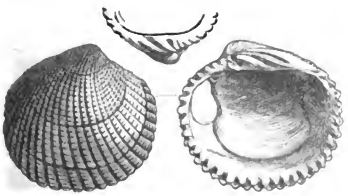


Fig. 128. Cardita imbricata. Herzförmig, derbschalig, radial gerippt, mit Kerbrand. Wirbel stark vorgeschoben, die Wirbelzähne bilden schiefe Leisten, Seitenzähne fehlen. Eozän. Fig. 128—134 nach Zittel.

Fig. 129. Corbis lamellosa. Derbschalig, oval, radial gestreift und konzentrisch gerippt, mit schwachen, fast zentralen Wirbeln. Zwei kurze divergierende Zähne, vorn und hinten je ein Seitenzahn. Eozän.

Digitized by Google

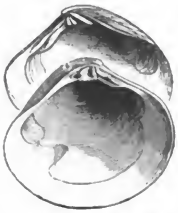


Fig. 130. Cytherea semisulcata mit zungenförmiger Mantelbucht. Dick, porzellanartig, rundlich mit zentralen Wirbeln. Ungleichmäßige konzentrische Furchen. Drei divergente Zähne. Eozän.

Fig. 132. Fusus bulbiformis mit kurzem, bauchigem Gewinde. Eozän.

Fig. 131. Fusus longaevus mit hohem Gewinde, langem, geradem Kanal, glatter Innen- und dünner Außenlippe. Schwach gestreift. Eozän.

Fig. 133. Cerithium nudum, unverzierte Turmschnecke mit ovaler glatter Mündung und kurzem, rückwärts gebogenem Kanal. Eozän.

Fig. 134. Cerithium serratum mit spiraler Dornenreihe. Eozän.

Im Oligozän ist der flachkegelige irreguläre Seeigel Echinolampas Kleini sehr häufig. Seine Ambulakralrosette zeigt schmale Porenstreifen, den Scheitel nimmt der Madreporit ein, der fünfeckige Mund liegt nahezu in der Mitte, der After knapp am Rande der Unterseite. Cytherea incrassata unterscheidet sich von der eozänen C. semisulcata durch die gleichmäßige konzentrische Streifung, durch die weiter vorgerückten Wirbel und die tiefere Mantelbucht. Pectunculus obovatus ist eine dickschalige, kreisförmige, nahezu symmetrische Muschel mit gebogenem Schloßrande und

Digitized by Google

mit schiefen Kerbzähnen, die unter den Wirbeln verschwinden. Das große, dreieckige Bandfeld ist parallel zu den beiden oberen Seiten gefurcht. Die Verzierung ist schwach, der Rand gekerbt. Unter den Schnecken herrschen Formen mit hohem Gewinde vor. Das turmförmige Cerithium margaritaceum wird durch gekörnelte Spiralrippen gekennzeichnet. Pleurotoma belgica ist spindelförmig, hat die längliche Mündung zu einem geraden Kanal ausgezogen und die äußere Lippe geschlitzt. Die Windungen sind etwas aufgetrieben und nur mit den gebuchteten Anwachsstreifen geziert.

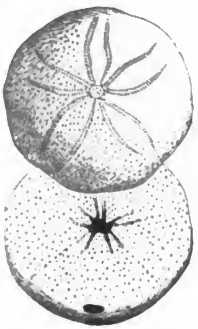


Fig. 135. Echinolampas Kleini ($\frac{1}{2}$). Oligozän.

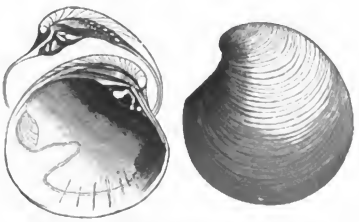


Fig. 136. Cytherea incrassata. Oligozän.

Fig. 138. Pleurotoma belgica. Oligozän.

Fig. 139. Cerithium margaritaceum. Oligozän. Nach Zittel.

Fig. 137. Pectunculus obovatus. Oligozän.

Unter den miozänen Leitfossilien[1]) ist vor allem der S. 76 beschriebene Schildigel Scutella subrotunda zu nennen. Die ungleichklappige, runde, fast symmetrische, mit Ohren versehene, radial gerippte oder gestreifte Kammuschel wird durch mehrere, darunter sehr große Arten wie

[1]) Wie reich die ganze Molluskenfauna war, lehrt das große Werk von Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abhd. d. Geol. Reichsanstalt, 1856—70.

Digitized by Google

Pecten solarium vertreten. Sehr leicht zu bestimmen sind die hier abgebildeten holostomen und siphonostomen Schnecken, zu denen sich noch der früher (S. 84) beschriebene Fusus longirostris gesellt.

Fig. 140. Pecten solarium. Miozän. Nach Kayser.

Fig. 141. Cassis saburon. Bauchig mit kurzem Gewinde, rückwärts aufgebogenem Kanal, umgeschlagener Außenlippe und schwieliger Innenlippe. Miozän.

Fig. 142. Conus ponderosus. Miozän.

Fig. 143. Trochus patulus. Miozän. (Fig. 143—148 nach Zittel.)

Fig. 144. Pleurotoma asperulata. Miozän.

Fig. 145. Pyrula rusticula. Miozän.

Digitized by Google

Im obersten Tertiär, dem Pliozän, ist die Fauna der gegenwärtigen Meere schon mit 50—90% vertreten. Der pentagonale Clypeaster aegyptiacus wurde S. 76 und das Dentalium sexangulare S. 85 beschrieben. Pectunculus pilosus (S. 81) weist zum Unterschiede von dem oligozänen P. obovatus eine geschlossene, auch unter dem Bandfeld nicht unterbrochene Bogenreihe von geknickten Kerbzähnen auf. Arca diluvii ist radial gerippt, hat sehr starke, vorwärts gerückte Wirbel, ein wellig gefurchtes Bandfeld und einen langen, geraden Schloßrand mit vielen Kerbzähnen, die seitwärts an Länge zunehmen und sich dabei etwas krümmen und schief stellen. Brackisch ist die abgerundet viereckige, zahnlose Miesmuschel Congeria, unter deren ganz nach vorn gerückten und eingerollten Wirbeln

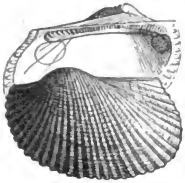


Fig. 146. Arca diluvii. Pliozän.

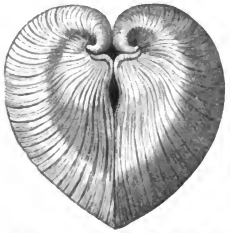
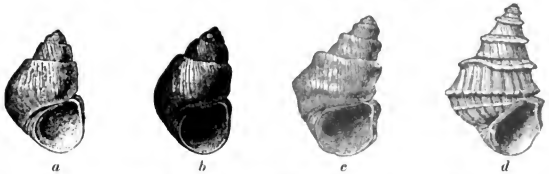


Fig. 147. Congeria subglobosa. Die Grube unter dem Wirbel der linken Klappe ist der schwache vordere Muskeleindruck.

sich der Byssusausschnitt öffnet. Die genabelte bauchige Deckelschnecke Natica millepunctata vgl. S. 83. Im limnischen Pliozän ist die Sumpfschnecke Paludina das Hauptfossil (Paludinenschichten). Das Gewinde hat Kegel- oder Turmform und zeigt entweder gar keinen oder nur einen spaltförmigen Nabel. Die Umgänge sind mäßig gewölbt oder mit spiralen Kanten besetzt. Die Mündung ist rundlich oder unregelmäßig verbogen.



a *b* *c* *d*

Fig. 148. *a* und *b* Paludina Brusinai, *c* Pal. Forbesi, *d* Pal. Hörnesi. (Eine Entwicklungsreihe, nach Neumayr.)

Es wurde schon früher bemerkt, daß sich die Ausdehnung des Meeres in den vier Hauptabschnitten der Tertiärzeit wiederholt sehr erheblich änderte. Die Annäherung an die Verhältnisse der Gegenwart erfolgte unter starken Schwankungen. Wie die Verbreitung der Nummulitenschichten

Digitized by Google

beweist, war der ganze Erdgürtel, der jetzt von den großen südeuropäischen, vorder- und südasiatischen Kettengebirgen eingenommen wird, im Eozän ein langgestrecktes inselreiches Mittelmeer, das den Atlantischen mit dem Stillen Ozean verband und in Nordafrika, Syrien und Arabien auch außerhalb des Gürtels der gegenwärtigen Kettengebirge weite Räume überflutete. Ein anderes eozänes Mittelmeer, dessen Absätze sehr reich an Mollusken sind, aber keine Nummuliten enthalten, breitete sich in Südengland, Nordfrankreich und Belgien aus. Die untersten Absätze dieses Meeres, die man als Paleozän absonderte, dürften sich unter dem norddeutschen Tieflande weit ins baltische Gebiet erstrecken. Im Oligozän war ganz Niederdeutschland Meeresboden. Das Meer reichte damals aus dem „London-Pariser Becken" ostwärts bis Südrußland. Durch die hessische und oberrheinische Senke zieht ein Streifen von marinem Oligozän bis in die nördliche Schweiz. Das nördliche und das große südliche Mittelmeer, das sich auch im Oligozän erhielt, waren also im westlichen Deutschland durch einen langen Kanal verbunden.

Am Schlusse der älteren Tertiärzeit trat eine Hebung ein. Marines Miozän findet sich im westlichen Europa nur in den atlantischen Buchten der Garonne und Loire und längs der deutschen Nordseeküste. Auch der Boden des südlichen Mittelmeeres wurde zum größten Teil trocken gelegt oder doch vom offenen Ozean abgeschnürt. Der Hauptstamm der Alpen, der Karpaten und der Balkanhalbinsel bildete Inseln und die Ägäis stellte damals eine Verbindung mit Vorderasien her. Das Mittelmeer, das südwärts nicht mehr weit über seine gegenwärtigen Grenzen hinausreichte, erstreckte sich gegen Osten nur noch bis Syrien. Der Zusammenhang mit dem Indischen und Stillen Ozean war aufgehoben. Der Meeresarm, der die Alpen im Norden umgab, folgte aus dem Golfe du Lion der Rhonesenke und dem nördlichen Alpenvorlande bis Wien, wo er durch die große Karpateninsel gegabelt wurde. Gegen Südost führten enge Meeresstraßen in das große ungarische Becken, das mit mehreren Buchten in die Ostalpen und die Gebirge der nördlichen Balkanhalbinsel eingriff; und längs dem konvexen Rande des Karpatenbogens reichte der äußere Meeresarm in das Gebiet des heutigen Schwarzen Meeres und darüber hinaus in die uralokaspische Senke. Das ganze osteuropäische Miozän mit Einschluß des Wiener Beckens weist in seinen unteren Abteilungen, den beiden Mediterranstufen, ebenso wie der westliche Miozänstreifen, einen großen, echt marinen Formenreichtum, in seinen obersten Lagen dagegen eine äußerst artenarme Muschel- und Schneckenfauna auf, wie sie nur in einem abgeschnürten brackischen Binnenmeere bestehen konnte. Auf diesen spätmiozänen Absätzen, die wegen ihrer vorherrschenden Schneckengattung als Cerithienschichten bezeichnet und zur sarmatischen Stufe zusammengefaßt werden, liegen die ganz brackischen Kongerienschichten der pontischen Stufe. Damit beginnt das Pliozän, in dem die großen Binnenseen Osteuropas völlig ausgestüßt wurden. Das obere Pliozän besteht im Wiener Becken schon aus Flußschottern, dem Belvedereschotter, und im ungarischen Becken und weiter gegen Osten aus den Paludinenschichten der levantischen Stufe. Auch sonst brachte das Pliozän einen bedeu-

Digitized by Google

tenden Landgewinn. Im Westen näherte sich der Umriß des Kontinentes — bis auf die Brücke zwischen Frankreich und England — dem gegenwärtigen Küstenverlaufe. Das Mittelmeer dagegen nahm damals noch weite Flächen in Italien, Griechenland und Syrien ein, während es südwärts nicht so weit reichte wie jetzt und im Nordosten durch die ägäische Landbrücke, die erst nach der Tertiärzeit einsank, von den großen Binnenseen Osteuropas getrennt war.

In den litoralen Absätzen der vier Tertiärabteilungen kommen so häufig Reste von eingeschwemmten Landtieren und Pflanzen vor, daß man das marine Tertiär mit dem weit verbreiteten kontinentalen parallelisieren konnte. In Amerika, wo die marine Fazies in der Hauptsache auf die Küstenstriche beschränkt ist, sind im Innern ausgedehnte Landräume mit mächtigen Tonen und Sanden bedeckt, die in Binnenseen und Stromländern

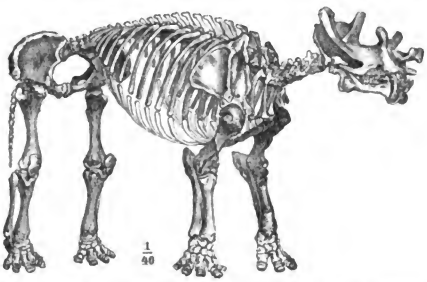


Fig. 149. Tinoceras ingens. Eozän. (Fig. 149—154 nach Steinmann.)

Fig. 150. Schädel von Mastodon angustidens. Miozän.

Fig. 151. Die 5 Backenzähne des Dinotheriums (Pliozän). Kaufläche zweier Prämolaren (*p*) und dreier Molaren (*m*).

abgelagert wurden und durch ihren Fossilgehalt eine weitgehende Gliederung zuließen. Das kontinentale Alttertiär kommt besonders in den großen Becken des Felsengebirges vor und hat hier in zahlreichen unerschöpflichen Fundorten Tierreste geliefert, die für die Entwicklungsgeschichte der plazentalen Säuger von der größten Wichtigkeit wurden. Die alteozänen Vorfahren unserer Säuger waren primitive Sammeltypen, die durch ein sehr kleines Gehirn, ein wenig differenziertes Gebiß, fünfzehige Füße und Sohlengang gekennzeichnet waren. Auch die verbreitetsten unter ihnen, die Huftiere, die noch gewisse Merkmale des heutigen Tapirs, Pferdes und Nashornes vereinigten, waren fünfzehige Sohlengänger. Erst im eigentlichen

Digitized by Google

Eozän stellten sich Paarhufer und Unpaarhufer ein, die den Zehengang annahmen, und aus denen später im Jungtertiär unter Verkümmerung der Seitenzehen das Schwein, die lange Reihe der Wiederkäuer und das Pferd hervorgingen. Als Vorläufer der Rüsseltiere kann das obereozäne Tinoceras gelten, ein gewaltiges fünfzehiges Huftier mit hauerartigen oberen Eckzähnen und 3 Paar Hörnern auf dem Schädel. Die Raubtiere waren im Eozän durch die plumpen Creodonten vertreten, deren Gebiß insofern primitiv ist, als es noch keinen Reißzahn enthält. Auch Halbaffen kamen schon vor.

In der jüngeren Tertiärzeit fallen in der reich entwickelten Ordnung der Huftiere vor allem die großen Rüsseltiere auf. Im Miozän erscheint zunächst das Dinotherium, aus dessen Unterkiefer ein Paar Stoßzähne abwärts vorspringen, und das Mastodon mit je einem Paar vorwärts gerichteter, schwach gekrümmter Stoßzähne im Ober- und Unterkiefer. Am Ausgange der Tertiärzeit breitete sich endlich von Indien her der Elefant[1] über Asien, Europa und Nordamerika aus. Zugleich mit ihm tritt unter

[1] Die Entwicklung der Rüsseltiere läßt sich am Gebiß Schritt für Schritt verfolgen. Das Dinotherium hatte außer den beiden Hauern noch 5 Backenzähne (die Prämolaren *p* und die 3 Molaren *m* der Fig. 151) im gleichzeitigen Gebrauch. Jeder dieser niedrigen Mahlzähne bestand aus 2—3 quergestellten Schmelzbüchsen. Das Mastodon trug im Unter- und im Oberkiefer statt der Schneidezähne ein Paar Stoßzähne und dazu nicht mehr 5, sondern nur noch 3 Backenzähne, die sich jedoch aus 3—4 mit Höckerreihen besetzten Schmelzbüchsen zusammensetzten. Das pliozäne Stegodon hat im Unterkiefer keine Stoßzähne mehr, dafür aber im Oberkiefer sehr starke.

Fig. 152. Letzter Molar des Mastodon. *v* Vorderrand.

Fig. 153. Ein Molar des Stegodon. *D* Dentingrube, *S* Schmelzränder, *v* Vorderrand. (Pliozän.)

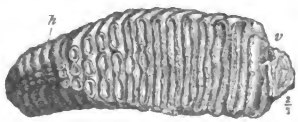


Fig. 154. Kaufläche eines Molaren von Elephas primigenius (diluvial). *v* abgekauter Vorderrand. Die unentwickelten hinteren Schmelzbüchsen (bei *h*) stecken noch in der Alveole.

Die 3 Backenzähne sind höher und bestehen aus 5—8 Schmelzbüchsen. Der Elefant endlich hat nur den vordersten, hohen Mahlzahn im Gebrauch. Dieser wird von vorn nach hinten abgekaut und dann von dem heranwachsenden nächsten Zahne aus dem Kiefer herausgedrängt. Die Zahl der Schmelzbüchsen steigt bis auf 27. Die Kaufläche wird durch die faltigen Büchsenränder (Schmelzfalten) seltsam gemustert und in den Querfurchen zwischen den einzelnen Büchsen bildet sich Zement.

Digitized by Google

den Wiederkäuern das Rind auf. Die Creodonten wurden von hochentwickelten Raubtieren (Katzen, Bären, Hyänen, Hunden) abgelöst. Echte Affen kommen seit dem jüngeren Miozän in der Alten Welt in weiter Verbreitung vor, und in einem pliozänen vulkanischen Tuffe auf Java hat Dubois Backenzähne, das Schädeldach und einen Schenkelknochen des ersten Halbmenschen, Pithecanthropus erectus, einer unanfechtbaren Übergangsform vom Anthropoiden zum Menschen, gefunden.

Die Flora, in der die Laub- und Nadelhölzer dominierten, erfuhr im Laufe der Tertiärzeit Verschiebungen, die auf eine bedeutende Verminderung der Wärme schließen lassen. Wie in der Kreide gab es auch im ältesten Tertiär Klimagürtel — sonst wäre unter anderem die Beschränkung der Nummuliten auf das südliche Mittelmeer nicht zu verstehen — aber die Wärmeunterschiede können nicht allzu groß gewesen sein. Bis zum Miozän herrschte in den höchsten Breiten, wo sich jetzt nur Tundren behaupten, eine Flora, die der gegenwärtigen Mittelmeerflora entspricht. Das beweisen die Funde bodenständiger subtropischer Pflanzenreste im älteren Tertiär des nordamerikanischen Archipels, Grönlands, Spitzbergens, Nordsibiriens, deren periarktische Verbreitung man mit einer veränderten Stellung der Erdachse schwer erklären kann. In Europa gediehen damals Palmen und immergrüne Gewächse. Im Miozän gewinnen zwar unsere Laubbäume die weiteste Verbreitung, da es aber noch immer Palmen gab und da in Mitteleuropa Krokodile, Mastodonten und Affen lebten, muß das Klima noch sehr warm, etwa von der Art unseres subtropischen gewesen sein. Erst im Pliozän ging die Abkühlung und die Verschiebung der Klima- und Vegetationsgürtel so weit, daß am Schlusse der Tertiärzeit ungefähr die Verhältnisse der Gegenwart herrschten.

In geodynamischer Hinsicht bedeutet das Tertiär ebenso wie die Oberkreide eine kritische Zeit. Im älteren wie im jüngeren Tertiär wurde die Erdrinde im Bereiche der großen Kettengebirge zu wiederholten Malen gestaut und verbogen; und im jüngeren Tertiär, besonders im Miozän, kam es auch in allen Erdteilen zu gewaltigen Masseneruptionen. Wie durch die Trockenlegung von Rand- und Mittelmeerböden nach und nach die gegenwärtigen Umrisse des festen Landes zustande kamen, wurde schon angedeutet. Die Ausbreitung der tertiären Säugetiere führt aber im Zusammenhange mit gewissen geologischen Tatsachen, die hier noch nicht erörtert werden können, zu der Annahme, daß auch die großen ozeanischen Becken in der Tertiärzeit noch manche Änderungen erfuhren. Von sicheren Nachweisen kann ja nicht die Rede sein, aber es ist zum mindesten sehr wahrscheinlich, daß die seichte nordatlantische Schwelle, auf der Island und die Faröer liegen, vormals eine breite Landbrücke zwischen der Alten und der Neuen Welt war, daß Nordostasien mit Alaska und vielleicht auch Indien mit Südafrika zusammenhing.

2. Das Quartär liegt in allen Erdteilen als eine weitausgebreitete Decke auf dem Felsgrunde der älteren Formationen. Wird schon das Tertiär im Vergleich mit dem Mesozoikum und auch dieses im Vergleich mit dem Paläozoikum durch eine geringe Verfestigung seiner sandigen, tonigen und selbst seiner kalkigen Sedimente gekennzeichnet, so liegen im Quartär zu-

Digitized by Google

meist ganz lockere Sande und weiche Tone vor. Gerade diese Lockerböden aber gewannen wegen ihrer Eignung zum Feldbaue die größte Bedeutung für die Ausbreitung und die Kultur der Menschheit. Auf agronomischen Karten wird das Quartär in seiner rasch wechselnden Zusammensetzung aufs genaueste dargestellt. Geologische Übersichtskarten dagegen zeigen den vorquartären Felsboden „abgedeckt", wie sich sein Bau aus der Kombination aller natürlichen und künstlichen „Aufschlüsse" mit größerer oder geringerer Wahrscheinlichkeit ergibt. In Wirklichkeit sind die älteren Formationen nur in Gebieten starker Abtragung, also in Gebirgen, in Felswüsten und auf alten Gletscherböden in größerer Ausdehnung abgedeckt.

Marines Quartär kommt, da die Kontinente seit dem Schlusse der Tertiärzeit keine erhebliche Vergrößerung erfuhren, nur strichweise und in geringer Mächtigkeit an den Küsten steigender Erdschollen vor. Die großen Decken des Binnenquartärs bestehen hauptsächlich aus der lehmigen Verwitterungsrinde des Felsbodens, aus sandigtonigen Fluß- und Seeablagerungen, aus Löß und aus Grundmoränen. Paläontologisch ist für die jüngste Formation vor allem das Auftreten des Menschen bezeichnend, der aus dem pliozänen, vermutlich in Südasien aufgekommenen Pithecanthropus erectus hervorging und sich schon im frühen Quartär in der Neuen wie in der Alten Welt ausbreitete. Die meisten Fundorte lieferten nur Spuren des Urmenschen: roh zugehauene — nicht geschliffene — Steinwerkzeuge, besonders Feuersteinmesser, dann zerschlagene oder zu Dolchen und anderen Waffen verarbeitete oder auch mit Tierzeichnungen und Schnitzereien bedeckte Knochen. Skelettfragmente des Urmenschen wurden in der berühmten Höhle des Neandertales, in der Höhle von Spy bei Namur und vor allem in der Höhle von Krapina in Kroatien gefunden; und in allen drei Fällen ließen sich in dem flachen Schädelbaue, in der Stärke der kinnlosen Kiefer, in der Größe und den starken Schmelzrunzeln der Zähne und besonders in den verdickten und weit vorspringenden Oberrändern der Augenhöhlen noch ausgesprochene Affenmerkmale feststellen. Das Alter dieses tiefstehenden Urmenschen ergibt sich aus der Vermengung seiner Skelettreste mit denen seiner Jagdtiere und auch aus der Zugehörigkeit der von ihm verarbeiteten Knochen. Fauna und Flora des Quartärs weisen räumlich und zeitlich weitgehende, zumeist klimatisch bedingte Unterschiede auf. Nach den zeitlichen Änderungen zerlegte man die ganze Formation in zwei, allerdings sehr ungleichwertige Abteilungen: das Diluvium und das Alluvium. Das Diluvium oder Pliostozän, wie es im Anschlusse an das Miozän und Pliozän wohl auch genannt wird, stand unter der Herrschaft einer Temperaturerniedrigung, die auf der ganzen Erde gleichzeitig eintrat und kaum anders als mit einer, freilich wieder durchaus rätselhaften, Schwankung der Sonnenstrahlung erklärt werden kann. Die geographischen Wirkungen dieses Klimawechsels gingen so weit, daß sich auf den Bergriesen der Tropen große Gletscher ansiedelten, während die niederschlagreichen Gebiete der höheren Breiten eine Eisdecke von der Art des Grönländer oder des antarktischen Binneneises erhielten. Die trockenen, abflußlosen Räume wurden in der feuchten Kälteperiode durch das Schwellen ihrer Seen den peripherischen Landschaften angegliedert.

Digitized by Google

Penck gelang es, auf der oberdeutschen Hochebene, vor der Mündung der Alpentäler, vier Hauptmoränengürtel mit je einem von den Abflüssen der großen Gletscher ausgebreiteten Schotterfelde oder Schotterzuge zu unterscheiden.[1]) Er faßte jeden dieser Gürtel als die Ablagerung einer besonderen Eiszeit auf und setzte Interglazialzeiten voraus, in denen sich die Alpengletscher bis in die Ursprünge der Hochtäler zurückzogen. Als Beweise galten ihm früher diluviale Schuttkegel und Flußabsätze mit Grundmoränen im Liegenden und im Hangenden. Solche „interglaziale Profile" wurden in mehreren Tälern festgestellt, blieben aber deshalb unverständlich, weil sich die Erhaltung von Schotterresten im Bette eines kilometerstarken Eisstromes unter keinen Umständen mit der Annahme einer lange währenden Gletschererosion verträgt. Dieser Widerspruch war es denn auch, der Penck schließlich zwang, die fraglichen Profile nicht als interglazial, sondern als interstadial, d. h. als Absätze aufzufassen, die während untergeordneter, in den allgemeinen Rückzug des Eises fallender Gletscherschwankungen entstanden. Damit wurde jedoch die Voraussetzung von Interglazialzeiten überhaupt hinfällig. Wie die inneralpinen so können auch die randlichen interglazialen Profile auf periodische Vorstöße und Rückgänge des Eisrandes, wenn auch auf Schwankungen von größerem Betrage und längerer Dauer, zurückgeführt werden. Dasselbe gilt von den Moränenzonen Norddeutschlands und der übrigen glazialen Randgebiete. Man hätte sonach nur mit einer Eiszeit zu rechnen. Wir werden sogleich sehen, daß diese Ansicht, die jetzt besonders von Geinitz und Frech vertreten wird,[2]) auch in der Faunenfolge des Diluviums eine Stütze findet.

Penck hat die vier Eiszeiten, die er im Vorlande der Alpen unterschied, nach den Flüssen, in deren Einschnitten die ersten sicheren Profile gewonnen wurden, als die Günz-, die Mindel-, die Riß- und die Würmeiszeit bezeichnet. Im Sinne von Geinitz wird man diese Namen auf die vier größten Gletschervorstöße und auf die von ihnen herrührenden Moränengürtel und Schotterfelder beziehen.

Wie tief die Schneegrenze der Alpen in der Eiszeit herabstieg, ließ sich auf zwei Wegen ermitteln. Der Alpenrand trägt niedrige Gipfel, die zur Zeit der stärksten Vereisung kleine Kargletscher nährten, und noch niedrigere, die trotz günstiger Form auch auf der Nordseite gletscherlos waren. Zwischen den Höhen der einen und der anderen Gipfel muß die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze liegen. Das andere Verfahren geht davon aus, daß nach Kurowski auf jedem Gletscher die Schneegrenze in der mittleren Höhe der gesamten Gletscheroberfläche — nicht des Längsprofiles — liegt. So ließ sich feststellen, daß sie in der Eiszeit am Südrande der Alpen bis auf 1300 *m*, im Nordwesten bis auf 900, im Nordosten auf 1000 und im Innern der Ostalpen bis auf 1400 *m* herabgedrückt war: durchschnittlich um 1300—1400 *m* unter ihren gegenwärtigen Stand, der ja auch von West gegen Ost und vom Rande gegen das Innere ansteigt. Da nun im Gebirge die Temperatur mit der Höhe um 1° auf 180—200 *m* abnimmt,

[1]) Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, seit 1901.

[2]) Lethaea geognostica, III. T., 2. Bd., S. 42 u. f.

Digitized by Google

entspricht die eiszeitliche Verschiebung der Schneegrenze einer Erniedrigung der Jahrestemperatur um ungefähr 7°. In dieser Zahl ist aber auch schon die abkühlende Wirkung der regionalen Vergletscherung selbst ausgedrückt. Der Betrag der reinen solaren Wärmeschwankung muß sonach viel kleiner sein. In der Tat hat Hans Meyer auf dem Kilimandjaro und auf den Vulkanen Ecuadors, also auf tropischen Einzelbergen, deren diluviale Gletscher nicht so stark waren, daß sie das Klima hätten beeinflussen können, für die eiszeitliche Schneegrenze nur eine Depression um 500—600 *m* ermittelt. Daraus ergibt sich, da die Wärme auf Einzelbergen etwas rascher abnimmt als im Gebirge, eine solare Wärmeschwankung von 4°. Eine so geringe Erniedrigung der Jahrestemperatur reichte hin, die höchsten Berge der Tropen mit tief herabsteigenden Gletschern auszustatten, in den mittleren Breiten die Täler aller niederschlagreichen Hochgebirge mit Eisströmen zu füllen, Nordeuropa bis zum Rande der deutschen Mittelgebirge und Nordamerika bis zum Ohio mit einem geschlossenen Inlandeise zu überziehen und die Seen der zentralen Landräume bis zum Überfließen zu schwellen.

Im Tier- und Pflanzenbestande unserer Breiten rief das schwankende Quartärklima starke Verschiebungen hervor. Die Nachzügler der pliozänen Rüsseltiere sind zum Teil auf das unterste Quartär beschränkt, so in Nordamerika die jüngeren, nur im Oberkiefer mit Stoßzähnen ausgerüsteten Mastodonten und in Europa Elephas meridionalis, dessen Mahlzähne

Fig. 155. Molar von Elephas meridionalis.

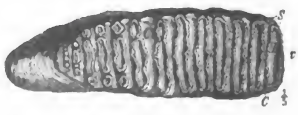


Fig. 156. Molar von Elephas antiquus.

an den noch nicht sehr gedrängten, glattrandigen Schmelzbüchsen zu erkennen sind. Der jüngere Elephas antiquus, dessen Backenzähne schon verwickelter gebaut sind, erhielt sich bei uns tief in die Eiszeit hinein. Das Mammut (Elephas primigenius) endlich, dessen engfaltigen Backenzahn

Fig. 157. Das Mammut, Elephas primigenius. Diluvium. (Fig. 155—157 nach Steinmann.)

Digitized by Google

die Fig. 154 zeigte, war dem rauhen Klima mit einem dichten Haarkleide angepaßt. Von ihm und seinem Genossen, dem wollhaarigen Nashorn (Rhinoceros antiquitatis oder tichorhinus), wurden im nordsibirischen Eisboden ganze, wohl erhaltene Leichen gefunden. Von Wiederkäuern waren Ur, Wisent, Moschusochs, Gemse, Ren, Elch und Hirsch allgemein verbreitet. Auch das Pferd kam in ganz Europa wie in den übrigen Weltteilen sehr häufig vor und erhielt sich bei uns durch das ganze Quartär, während es in Amerika ausstarb. Unter den Raubtieren steht Ursus spelaeus, der Höhlenbär, der riesige Vorfahr unseres braunen Bären, obenan. Die großen Katzen, wie der Säbeltiger (Machairodus), dessen oberen Eckzähne wie Messer gestaltet waren, wanderten schon im Frühquartär aus. Für die Fauna und besonders für die Flora unserer Gebirge wurden die nordischen, vom Binneneise verdrängten Arten von großer Bedeutung. Manche dieser Arten zogen sich nach der Eiszeit nicht vollständig in ihre Heimat zurück, sondern fanden auch in den höheren Lagen Mitteleuropas Lebensverhältnisse, denen sie sich anzupassen vermochten.

Die Sonderung der Tierwelt nach Kontinenten ging im Diluvium schon ebenso weit wie in der Gegenwart. Nordamerika z. B. hatte sein eigenes plistozänes Mastodon und seinen eigenen Elefanten, Südamerika war schon damals durch Faultiere und Gürteltiere ausgezeichnet, die von mitteltertiären Formen abstammen, im Quartär aber zu Elefantengröße gediehen, und auch in Australien gab es riesige Vorfahren der lebenden Schnabel- und Beuteltiere und der flügellosen Laufvögel.

In Europa gelang es, das Diluvium nach der Aufeinanderfolge bestimmter Tiergesellschaften in fünf Zonen zu zerlegen. Diese Zonen sind allerdings nicht scharf geschieden, sondern nur nach dem Vorherrschen der Leitformen auseinander zu halten.

1. Die Meridionaliszone mit Resten von Elephas merid., Flußpferd, Riesenhirsch, Säbeltiger, Höhlenbär usw.

2. Die Antiquuszone mit Elephas antiquus, Rhinoceros Mercki, dessen Nasenscheidewand noch nicht verknöchert ist, Flußpferd, Höhlenbär usw.

3. Die Primigeniuszone mit Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis (tichorhinus), dessen Nasenscheidewand als Träger des starken Doppelhornes vollkommen verknöcherte, Ur, Höhlenbär, Höhlenhyäne usw.

4. Die Renzone mit Ren, Elch, Moschusochs und mehreren zum Teil nordischen Nagern. Mammut und wollhaariges Nashorn sind im Aussterben.

5. Die Hirschzone, die einer Waldperiode angehört und somit den Übergang des Klimas zu dem der Gegenwart bezeugt.

Für die Annahme einer einzigen Eiszeit im Sinne von Geinitz spricht die Tatsache, daß die arktische Fauna mit ihren wollhaarigen Elefanten und Nashörnern, ihren Moschusochsen und Renntieren in den diluvialen Schichten nicht in mehrfachem Wechsel mit der Tiergesellschaft eines wärmeren Klimas auftritt, sondern sich nur einmal einschiebt.

Die ältesten menschlichen Skelettfragmente, wie die von Krapina, und die ältesten Werkzeuge, unter denen das roh zugehauene Feuersteinbeil vorherrscht, wurden unter Knochen von Rhinoceros Mercki, Elephas antiquus, Hippopotamus gefunden, gehören also der zweiten Zone an. Damit

Digitized by Google

beginnt die ältere Steinzeit der Prähistoriker. Die französischen Forscher bezeichnen diese unterste Kulturschicht nach dem Fundorte Chelles bei Paris als das Chelléen. Selbstverständlich ist es nicht ausgeschlossen, ja sogar wahrscheinlich, daß der paläolithische Mensch schon in der Meridionaliszeit vorhanden war, bisher aber geht kein Fund unter die Antiquuszone hinab. Die zweite Kulturschicht, das Mousterien, nach Moustier in der Dordogne, enthält rohe Messer und Schaber aus Feuerstein und anderen harten, splitterig brechenden Felsarten unter Knochen vom Mammut, wollhaarigen Nashorn, Höhlenbären und anderen Tieren, die der Mensch mit seinen primitiven Waffen zu erlegen wußte. Die Knochen, besonders die Kiefer des Bären sind oft zu allerhand Waffen und Werkzeugen verarbeitet. Auf das Mousterien der Primigeniuszone folgt endlich das nach dem Madelainehöhlen in der Dordogne benannte Magdalénien der Ren- und Hirschzone. Es ist durch sorgfältig zugeschlagene Messer, Sägen und Bohrer, durch beinerne Nadeln und Pfriemen, durch verschiedene Geräte aus Rengeweihen, vor allem aber durch die ersten künstlerischen Versuche des paläolithischen Menschen gekennzeichnet. Es fanden sich Elfenbeinschnitzereien, Gravierungen auf Bein- und Steinplatten, ja als Wandschmuck der Höhlen sogar fortlaufende Zeichnungen, in denen Renntiere, Pferde, Mammute, aber auch Moschusochsen, Steinböcke, Antilopen bald weidend bald in der Flucht überraschend richtig dargestellt sind.

Die Meridionaliszone ist jedenfalls vorglazial, die Antiquuszone mit dem Chelléen beginnt auch schon vor der Eiszeit, endet aber erst in der Eiszeit selbst, die Primigeniuszone mit dem Mousterien reicht bis zum Ausgange der Eiszeit, und die Renn- und Hirschzone mit dem Magdalénien fällt in den letzten, postglazialen Abschnitt des Diluviums.[1]) Das Hauptsediment dieser Zeit ist der aus den Grundmoränen ausgeblasene Löß. Die unterste Staublage wurde schon während der letzten großen Eisrandschwankung angeweht, der größte Teil der Lößprofile aber ist postglazial. Außer den allgemein verbreiteten Schnecken Succinea oblonga, Pupa muscorum und einer kleinen Helixart (Helix hispida) führt der Löß spärliche Reste von Mammut, wollhaarigem Rhinoceros, Renntier, Moschusochs, aber auch von Wildesel, Steppenantilope, Steppenmurmeltier, Lemming und anderen Bewohnern der sibirischen Tundra. Nach der Faunenfolge im Löß und in gleichalterigen Höhlenablagerungen wurde Mitteleuropa nach der Eiszeit aus der Tundra zunächst zur Steppe und schließlich zum Waldland.

Fig. 158. Succinea oblonga und Pupa muscorum ($\frac{3}{2}$).

Der Rückzug des Eises ging, wie Penck in den Alpen nachwies, unter starken Oszillationen vor sich. Es kam noch zu drei Vorstößen, von denen der erste, Pencks Bühlstadium, in den untersten Abschnitten der Haupttäler, der zweite, das Gschnitzstadium, in den Nebentälern, und der

[1]) Es sei ausdrücklich bemerkt, daß sich die angeführten Kulturschichten nur ungefähr mit den stratigraphischen Zonen parallelisieren lassen. Eine detaillierte Gliederung versuchte Penck (Die Alpen im Eiszeitalter, 701—716).

Digitized by Google

dritte, das Daunstadium, in den Hochtälern Stirnmoränen hinterließ.[1]) Die Schneegrenze lag während dieser drei Vorstöße 900, 600 und 300 *m* unter ihrem gegenwärtigen Stande.

Der letzte Abschnitt des Quartärs, das Alluvium, ist ein Anhang des Diluviums und unterscheidet sich von diesem paläontologisch durch den Abgang des Mammuts, des wollhaarigen Nashorns, des Höhlenbären und der in den hohen Norden zurückgewanderten Tiere, wie des Moschusochsen, des Rens, des Vielfraßes. Die Leitform ist der Mensch, der die primitiven Affenmerkmale verlor, im älteren Alluvium sorgfältig bearbeitete und geschliffene Steinwerkzeuge verfertigte (jüngere Steinzeit), dann die Gewinnung und Verwendung von Kupfer, Zinn, später auch von Eisen erlernte (Bronzezeit, Eisenzeit) und durch seine Ausbreitung über die Erde alle bewohnbaren Räume mit einer Kulturschicht überzieht.

Die Rindenstörungen der Quartärzeit sind mit denen des Tertiärs nicht zu vergleichen. Anzeichen einer Gebirgsbildung durch Stauung und faltige Verbiegung fehlen ganz. Es kommt nur zu vereinzelten seismischen Verwerfungen und zu regionalen Hebungen und Senkungen, die sich am besten an Küsten nachweisen lassen. Die Tätigkeit der Vulkane ist nur ein schwaches Nachspiel der jungtertiären Masseneruptionen.

---

[1]) Bühlstadium nach den „Büheln" von Kirchbichl bei Kufstein, Gschnitzstadium nach der Moräne von Trins im Gschnitztal (1200 *m*), Daunstadium (mit Moränen bei zirka 1600 *m*) nach den im hintersten Stubai vorkommenden Bergnamen auf Daun.

Digitized by Google

III. TEIL

Die Störungen der Erdrinde.

Suess, Das Antlitz der Erde. Seit 1885. (Anfängern zum Teil unverständlich.) Heim und Margerie, Die Dislokationen der Erdrinde. 1888.
Dazu die geodynamischen und tektonischen Abschnitte der angeführten Lehrbücher.

Die großen vom Meere eingenommenen Hohlformen der Erdrinde und die festländischen Vollformen, die dazwischen aufsteigen, dann die fossilen Meeresabsätze auf den gegenwärtigen Kontinenten, ferner der gestörte Bau verebneter wie gebirgiger Erdschollen, endlich eine Gruppe unmittelbar zu beobachtender Vorgänge, nämlich die Strandverschiebungen, die Erdbeben und die Vulkanausbrüche, weisen auf Störungen in der Erdrinde hin, die das eine gemein haben, daß der Sitz ihrer Ursachen in unbekannten Tiefen zu suchen ist. Die Ursachen selbst sind vollkommen dunkel und der geologischen Induktion nicht erreichbar. Die Geologie kann nur die angeführten Wirkungen untersuchen; was sie dabei zur Befriedigung des Bedürfnisses nach einer ursächlichen Erfassung der Dinge aufbrachte, sind Hypothesen, die man bis auf weiteres gelten läßt, um in der fachlichen Arbeit nicht unaufhörlich durch Fragen nach den letzten Gründen gestört zu werden. Eine wirkliche Aufhellung des Dunkels ist nur von der Entdeckung neuer geophysikalischer Tatsachen zu erhoffen.

1. Rezente Hebungen und Senkungen.

Koto, The Cause of the Great Earthquake in Centraljapan. 1891. (Ref. in Pet. Mitt. 1893, Lit.-Ber. Nr. 748.)
Skuphos, Die Erdbeben in Lokris. 1894. Ztsch. Ges. f. Erdk. Berlin 1894.
Oldham, Report on the Great Earthquake of 12. June 1897. Mem. Geol. Surv. of India. 1899.
Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. 1879.
De Geer, Om Skandinaviens Nivoförändringar under Qvartärperioden. 1890.
Hansen, Strandlinje-Studier. Archiv f. Math. og Nat. 1890 u. 1891.
Brückner, Über Schwankungen der Seen und Meere. Vhd. Geographentag Wien. 1891.

Digitized by Google

De Geer, Om Skandinaviens geografiska utveckling. 1896.
Gilbert, Recent Earth Movements in the Great Lakes Region. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1898, II.
Geikie A., Continental Elevation and Subsidence. Quart. Journal Geol. Soc. London. 1904.

In den letzten Jahrzehnten ließ sich bei der Aufnahme der verheerenden Wirkungen mehrerer großer Erdbeben feststellen, daß der Boden während des Bebens ruckweise durch Verschiebungen zerrissen wurde. Die meilenweit fortstreichenden Störungsflächen gehen senkrecht oder doch sehr steil nieder und die Verschiebungen erfolgten entweder rein in der Vertikalen oder mit einer starken horizontalen Komponente. Da die Niveauänderung, die Sprunghöhe, bisweilen mehrere Meter erreicht, kann der Rand der höheren Scholle das Gelände ohne Rücksicht auf dessen Formen als auffälliger, gerade verlaufender Absatz durchschneiden. Im Großen Becken Nordamerikas, besonders am Ostrande der Sierra Nevada, sind solche wandartige Verschiebungsflächen seit langem bekannt. Ihre seismische Natur wurde aber erst durch das Erdbeben erwiesen, das 1872 im Owens Tal eine 80 *km* lange und 2—6 *m* hohe Bruchfläche herstellte. Bei dem großen japanischen Erdbeben vom 28. Oktober 1891, über das Koto a. a. O. berichtete, entstand in der Ebene von Owari-Mino ein 112 *km* langer Bruch, dessen beide Flügel in der Vertikalen um 6 und in der Horizontalen um 4 *m* aneinander verschoben wurden, und zwar muß entweder der Ostflügel gegen Nord gerückt und gesunken oder der Westflügel gegen Süd gerückt und gestiegen sein. Auf einer kurzen Strecke bei Midori) aber nahm die Vertikalverschiebung den entgegengesetzten Sinn an, so daß die Ostseite 6 *m* über die Westseite aufragte. Im nördlichen Nipon wurde durch das Erdbeben vom 31. August 1896 nach Yamasaki[1]) auf der Westseite der Mahiruberge eine 60 *km* und auf der Ostseite eine 15 *km* lange Spalte aufgerissen, wobei die relative Höhe des Gebirgszuges durch vertikale Verschiebungen um 2—3 *m* gesteigert wurde. In Belutschistan trat während des Erdbebens vom 20. Dezember 1892 am Westrande des Kadschakgebirges längs einem alten Bruche eine geringfügige vertikale und horizontale Verschiebung ein, die wohl als ein Fortschritt in der Bildung des Hauptbruches aufgefaßt werden darf.[2])

Bei dem großen von Oldham a. a. O. bearbeiteten ostindischen Beben vom 12. Juni 1897, von dem das Kasigebirge im Brahmaputraknie am heftigsten getroffen wurde, entstand hier in den Garrobergen ein 19 *km* langer Sprung mit einer vertikalen Verschiebung bis zu 11 *m*. Oldham glaubte eine Hebung des Ostflügels annehmen zu dürfen; doch im Binnenlande läßt sich der Sinn einer solchen Störung nie feststellen. Darum sind zwei Fälle, in denen seismische Brüche das Meer erreichten, von der größten theoretischen Bedeutung. Das Neuseeländer Beben vom 23. Jänner 1855 wurde auf der Nordinsel und in der Cookstraße 145 *km* weit von einer vertikalen Verschiebung begleitet, die den Nordflügel um nahezu 3 *m* hob. Am Strande ließ sich nachweisen, daß die Hebung von der Bruchfläche weg gegen Nord allmählich abnahm und erst in der Entfernung von 30 *km* aufhörte.[3]) Um-

[1]) Pet. Mitt. 1900, 249.
[2]) Griesbach in Rec. Geol. Surv. India. 1893, 57.
[3]) Lyell, Principles of Geology, II. 83 u. f. der 12. Aufl. 1875.

Digitized by Google

gekehrt erwies sich die Störung, die bei dem lokrischen Erdbeben vom 27. April 1894 eintrat, als eine Senkung. Nach dem Berichte von Skuphos a. a. O. entstand damals ein 55 *km* langer Bruch, dessen Nordflügel am Talantikanal ins Meer tauchte. Die Senkung betrug $1^1/_2$ *m*.

Es steht also fest, daß Verschiebungen ausgedehnter Schollen und Streifen der Erdrinde ebensogut Hebungen wie Senkungen sein können. Die Ursachen der einen wie der andern sind gleich dunkel. Hebungen lassen, selbst wenn sie ruckweise ausgelöst werden, auf ein Anschwellen, Senkungen auf ein Abschwellen der magmatischen Unterlage schließen. Doch welche Vorgänge das An- und Abschwellen bewirken, ist eine offene Frage.

Wie die ruckartigen seismischen Dislokationen, so haben sich auch die langsamen, anhaltenden säkularen Strandverschiebungen überall, wo eingehende Untersuchungen vorgenommen wurden, als Hebungen und Senkungen einzelner Erdschollen erwiesen. Auszuschalten sind natürlich alle Küstenveränderungen, die aus Rutschungen des losen Schwemmlandes, aus der Strandarbeit des Meeres und aus dem Ansatze von Neuland hervorgingen. Aber auch das geringfügige Steigen und Fallen des Meeresspiegels, das in abgeschnürten Nebenmeeren wie dem baltischen dem Wechsel feuchter und trockener Perioden folgt, und die örtlich beschränkten Küstenschwankungen in Vulkangebieten kommen hier nicht in Betracht. Die einen sind klimatische, die anderen vulkanische Erscheinungen. Es handelt sich nur um die ausgedehnten säkularen Strandverschiebungen, bei denen ebenso wie bei dem Wechsel mariner und kontinentaler Perioden in der Formationsfolge regional wirkende Kräfte vorauszusetzen sind.

Der Nachweis von Küstenschwankungen ist an steigenden Küsten leichter und mit viel größerer Sicherheit zu führen als an sinkenden.[1]) Eine Hebung wird durch die Reste mariner Organismen, besonders durch Muschelbänke und in den Tropen auch durch Korallenriffe sowie durch alte, in bestimmter Höhe über dem Meeresspiegel fortlaufende Ufermarken bezeugt. Die wagrechten, von steilen Rückwänden überragten Strandleisten, die von der Brandung in Felsküsten eingeschnitten werden, die Strandwälle und die seewärts terrassenartig abfallenden Sand- und Schlammbänke, die sich an Flachküsten bilden, endlich die Löcher, die im Fels von Bohrmuscheln ausgewetzt wurden, bieten untrügliche Kennzeichen einer Hebung und stellen zugleich deren Betrag fest (vgl. Fig. 258). Sinkende Küsten entziehen den Strand der Untersuchung und da untergetauchte Reste von Bauwerken, die man so gern als drastische Zeugen von Senkungen gelten läßt, an Felsküsten auch durch örtliche Einbrüche und an Flachküsten ebenso wie Torflager und Baumstrünke durch Rutschungen des Schwemmlandes in das Meer geraten sein können, läßt sich eine säkulare Senkung oft nur durch Bohrungen mit Sicherheit nachweisen. Manche Deltas — so das des Rhein, des Po, des Nil, des Ganges, des Mississippi — bestehen bis zu Tiefen von 100—300 *m* unter dem Meere aus Flußabsätzen, denen mehrfach Torflagen eingeschaltet sind. In jedem solchen Falle muß das Gebiet der Flußmündung in demselben

[1]) Die Fehlerquellen hat Suess in den Verhdl. d. Geol. R.-Anstalt, Wien, 1880, erörtert. Lehrreich sind auch Hilbers Küstenforschungen zwischen Grado und Pola, Sitz.-Ber. der Wiener Akad. 1889 und die angeführte Abhandlung von Geikie.

Digitized by Google

Maße gesunken sein, in dem der Fluß seine Sinkstoffe ablagerte. Anders ist weder die große Mächtigkeit des Schwemmlandes noch das Vorkommen von Torf in der Tiefe zu erklären. In den Tropen bieten die Seichtwasserbauten der Stockkorallen Anhaltspunkte für den Nachweis von Senkungen. Da diese Korallen nur in Tiefen von weniger als 40 *m* gedeihen, muß jedes Riff, das nach seiner Kanal- oder Lagunentiefe eine Mächtigkeit von mehr als 50 *m* besitzt, auf sinkender Unterlage aufgewachsen sein. (Vgl. im letzten Abschnitte Darwins Rifftheorie.)

Eine Weltkarte der steigenden und sinkenden Küsten läßt sich noch nicht entwerfen. Jeder Versuch einer solchen Übersicht scheitert an der Klippe des Anachronismus. Junge Senkungen der einen und ältere Hebungen der andern Küste würden als gleichzeitige Vorgänge dargestellt. Unter langjähriger ununterbrochener Aufsicht steht nur die Küste Skandinaviens.[1]) Im übrigen ist man zumeist auf ältere Hebungserscheinungen und auf vereinzelte, zum Teil recht unsichere Anzeichen von Senkungen angewiesen. Welche Schwankungen an verschiedenen Küsten gleichzeitig eintraten und in welcher Reihe andere aufeinander folgten, ist nicht festzustellen. In den höheren Breiten beider Hemisphären kommen in weiter Verbreitung Strandlinien vor, die Hebungen bis zu einigen hundert Metern anzeigen; und wo in der Diluvialzeit Gletscher an der Arbeit waren, läßt sich aus den Anschnitten des Rundhöckergeländes durch die Strandleisten das postglaziale Alter der Hebungen erweisen. In den niederen Breiten hängt die Beantwortung der Altersfrage von dem Vorkommen bestimmbarer organischer Reste auf den gehobenen Terrassen ab. Man muß sich daher zumeist mit der Feststellung eines quartären Alters begnügen. Wenn auch in höheren Breiten stellenweise Senkungen und in niederen starke Hebungen nachgewiesen wurden — an der chilenisch-peruanischen Küste z. B. fanden sich bis zu Höhen von 500 *m* diluviale Muschelbänke — so steht im allgemeinen doch die bemerkenswerte Tatsache fest, daß im Tropengürtel die Anzeichen von Senkungen und in höheren Breiten die Anzeichen von Hebungen vorherrschen, und daß auch der Betrag der Hebung im allgemeinen polwärts zunimmt. Da dies vom Norden wie vom Süden gilt, glaubte Suess die Hebungen und Senkungen, die er als negative und positive Verschiebungen der Strandlinie bezeichnete, aus einem äquatorialen, durch periodische Änderungen der Rotationsgeschwindigkeit bewirkten An- und Abschwellen des Weltmeeres ableiten zu dürfen. Schon Celsius — der erste, der für das Ansteigen der schwedischen Küste eine Erklärung suchte — hatte an eine Senkung des Meeresspiegels gedacht. Seine Auffassung wurde jedoch am Anfange des 19. Jahrhunderts durch die von Playfair und besonders von Buch vertretene Theorie einer plutonischen Hebung des Landes verdrängt. Die Hebungstheorie blieb bis 1880 unangefochten und kam dann, nach einer kurzen Verdunklung durch Suess' Erklärungsversuch, rasch wieder zur allgemeinen Anerkennung. Die quartären und die gegenwärtigen Küstenschwankungen erwiesen sich sowohl in ihrer Verbreitung als auch in ihrem Betrage als so

[1]) Vgl. Sieger, Seeschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1893.

Digitized by Google

unregelmäßig und widerspruchsvoll, daß man sie unter keinen Umständen mit einer einheitlichen Deformation des Meeresspiegels in Verbindung bringen konnte. Obendrein gelang in den neunziger Jahren De Geer der zwingende Nachweis, daß sich in den schwedischen und norwegischen Strandverschiebungen eine Hebung, eine flache, schildförmige Auftreibung der ganzen skandinavischen Scholle äußert.

Die Küsten von Skandinavien und Finnland weisen vortrefflich erhaltene, von Muschelbänken begleitete postglaziale Strandleisten („Strandlinien") und terrassenförmig abfallende Strandhalden auf, die in niedrigen Gebieten weit landeinwärts reichen. An der norwegischen Steilküste fand Lehmann nörd-

Fig. 159. Die Isobasen von Fennoskandia in Abständen von 50 *m* nach De Geer und Ramsay. (Aus Supan, Phys. Erdk.)

lich von Aalesund 5 breite Strandleisten übereinander, die älteste 30 *m* und die jüngste 5 *m* über dem gegenwärtigen Strande. Hansen und De Geer stellten dann durch umfassende Aufnahmen zwei Haupthorizonte von Ufermarken fest und zeigten, daß diese Horizonte landeinwärts ansteigen. Sie bestätigten damit, was in einem vereinzelten Falle — im Varösund und Altenfjord — von Bravais schon 1839 beobachtet worden war. De Geer zeichnete die oberste Strandlinie in die Karte ein, bestimmte die Höhen, die sie in verschiedenen Küstenabständen erreichte und verband endlich die Punkte gleicher Hebung durch Kurven, die er Isoanabasen oder kurz Isobasen nannte. Nachdem Ramsay die Arbeit De Geers auf Kola und in Finnland ergänzt hatte, stellte sich heraus, daß die ganze durch die Entblößung des Urgebirges gekennzeichnete skandinavisch-finnische Scholle (die

Digitized by Google

Fennoskandia der nordischen Geologen) nach der Eiszeit eine ungleichmäßige Hebung erfahren hat. Die Nullisobase folgt im Norden und Westen dem Abfalle der Küstenbank und weicht nur im Süden, wo sie sich der deutschen Ostseeküste nähert, beträchtlich von dem Umrisse des Urgebirges ab. Die Isobase von 250 *m* wurde von De Geer im nördlichen Schweden und von Högbom rings um den nördlichen Teil des Bottnischen Busens gezogen. Jedenfalls steht fest, daß die schildförmige Auftreibung des Landes mitten in Fennoskandia den höchsten Betrag erreichte.

Die oberste Strandlinie, nach deren Ansteigen De Geer seine Isobasenkarte entwarf, wird von Muschelbänken begleitet, deren Fauna — bezeichnend ist vor allem die arktische Nußmuschel Yoldia — beweist, daß die Strandlinie gleich nach dem Rückzuge der diluvialen Eisdecke angelegt wurde. Die Hebung, die sodann eintrat, hielt nicht ununterbrochen bis zur Erreichung des gegenwärtigen Hochstandes an. Unter der obersten Strandlinie wurden ja einige jüngere aufgefunden und jede von ihnen bezeichnet einen längeren Stillstand. Das System der untersten, jüngsten Strandlinien, in deren Muschelbänken die Yoldia arctica nicht mehr vorkommt, wurde in demselben Sinne, aber schwächer verbogen wie der oberste Horizont. Die Hebung betrug diesmal im Bereiche der innersten Isobase nur 60 *m*. Sehr wichtig aber ist die Tatsache, daß Meeresabsätze, die den Muschelbänken des unteren Strandlinienhorizontes entsprechen, im südlichen Schweden auf Torf liegen, der bis zu einer Tiefe von 30 *m* unter dem Meeresspiegel erbohrt wurde. Das Land muß also vor der Bildung der jüngsten Strandlinien über 30 *m* höher gelegen sein als jetzt und wo die oberste Strandlinie jetzt 250 *m* erreicht, muß sie damals bis zu etwa 300 *m* angestiegen sein. Es ergibt sich demnach die folgende Reihe von Vorgängen. Nach dem Ablaufe der Eiszeit nimmt das kalte Yoldiameer die niedrigen Teile der Fennoskandia ein. Hierauf wird das ganze Land ungleichmäßig gehoben, so daß der Yoldiastrand in der Mitte der steigenden Scholle in eine Meereshöhe von etwa 300 *m* gerät. Dann tritt eine Senkung ein. Nach dem Abschlusse der Senkung entsteht das untere System von Strandlinien. Endlich erfolgt eine neue Hebung, die alle Strandlinien in ihre gegenwärtige Lage versetzt und noch immer anhält.[1])

Die Art der Hebung, dann ihre Ablösung durch eine Senkung und das neuerliche Einsetzen des Auftriebes lassen sich nur mit einem ursächlich nicht näher bestimmbaren An- und Abschwellen der magmatischen Unterlage des gestörten Rindenstückes erklären. Alle anderen Hypothesen, ob sie nun an Schwankungen des Meeresspiegels oder an die Entstehung und Abschmelzung der diluvialen Eiskappe anknüpften, haben sich als unbrauchbar erwiesen.

---

[1]) Wie Sieger a. a. O. nachwies, steigen die Küsten Schwedens und Finnlands auch jetzt noch am stärksten (nämlich 1 *cm* im Jahresmittel) dort, wo De Geers Isobasen die bedeutendste quartäre Hebung anzeigen. Im Gegensatze zu den nordischen Gestaden kommen an der ruhigen deutschen Ostseeküste nur unbedeutende Schwankungen des Meeresspiegels vor, die den periodischen Schwankungen der Regenhöhe folgen. (Brückner a. a. O.) Ein und dasselbe Meer weist also an der einen Küste endogene und an der andern exogene Strandverschiebungen auf.

Digitized by Google

Die besprochenen Strandverschiebungen betrafen zwar hauptsächlich die große nordeuropäische Urgebirgsscholle, standen aber doch mit sehr weitgehenden Schwankungen in der Ausdehnung der Ostsee in Verbindung. Das „Yoldiameer", das die ersten postglazialen Strandlinien erodierte, bedeckte einerseits ganz Nordrußland bis zum Quellgebiete der Dwina und hing anderseits über Jütland mit der Nordsee zusammen. Die Ostsee stand also damals sowohl mit dem Eismeere als auch mit dem Atlantischen Ozean in breiter Verbindung. Die Hebung, die im Norden den Yoldiastrand emporsteigen ließ, schnürte dann das baltische Becken vom Meere ab und verwandelte die Ostsee in einen Binnensee, dessen Ausdehnung durch Uferabsätze mit der Süßwasserschnecke Ancylus bezeichnet wird. Die der ersten Hebung folgende Senkung ließ die Landbrücke zwischen Skandinavien und Nordwestdeutschland untertauchen und setzte den „Ancylussee" wieder mit der Nordsee in Verbindung. Es wurden in weiter Verbreitung marine Schichten mit Litorinagehäusen abgelagert und im Norden erodierte dieses „Litorinameer" das System der unteren Strandlinien. Hierauf trat die zweite Hebung ein und führte die gegenwärtige Land- und Wasserverteilung herbei.

Wie im baltischen Gebiete, so wurden auch auf den britischen Inseln (vgl. A. Geikie a. a. O.), in Grönland und vor allem im östlichen Kanada ungleichmäßige Hebungen nachgewiesen. Aber selbst in dem abflußlosen Binnenlande des Great Basin konnte Gilbert aus der Verbiegung der Strandlinien des diluvialen Lake Bonneville, der jetzt bis auf den Salzsee von Utah verdunstet ist, eine schildförmige Auftreibung des Landes bis zum Betrage von 40 *m* feststellen. Auch diese Hebung ist postglazial. Ganz rezente Störungen von der Art jener, die sich durch die gegenwärtigen Strandverschiebungen an den schwedischen und finnischen Küsten verraten, ließen sich im Binnenlande bisher nirgends mit Sicherheit nachweisen.

2. Alte Hebungen und Senkungen.

Suess, Das Antlitz der Erde. I. B. 1885.
Lapparent, Le sens de mouvements de l'écorce terrestre. Bull. Soc. géol. 1887.
Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monographs I. 1890.
Dutton, Some of the Greater Problems of Phys. Geology. Bull. Philos. Soc. Washington. 1892.
Le Conte, Earth Crust Movements and their Causes. Bull. Geol. Soc. of America. 1897.
Lapparent, Soulèvements et Affaisements. Revue des Questions Scient. 1898. (Pet. Mitt. 1899, Lit.-Ber. Nr. 313.)
Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. 1882.
Diener, Libanon. 1886.
Penck, Das Deutsche Reich. 1887. (Treffliche Übersicht des mitteldeutschen Schollenlandes.)
Höhnel, Rosiwal, Toula und Suess, Beiträge zur Kenntnis des östl. Afrika. Denkschrift. Akad. d. Wiss. Wien. 1891.
Blanckenhorn, Die Strukturlinien Syriens. Richthofenfestschrift. 1893.
Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien. Sitz.-Ber. d. Akad. Berlin, 1900 u. f.
Obrutschew, Orographie und Tektonik Transbaikaliens. Vhdl. d. Internat. Geograph. Kongress. Berlin, II. B. 1901.
Salomon, Über die Stellung der Randspalten des Eberbacher- und des Rheintalgrabens. Ztschr. Deutsch. Geol.-Ges. 1903.

Digitized by Google

Wenn die weit ausgreifenden Schwankungen im Umrisse der quartären Ostsee nachweisbar durch Hebungen und Senkungen des Landes herbeigeführt wurden, dann liegt es nahe, auch den unaufhörlichen Wechsel von festländischen Perioden und marinen Transgressionen, den die einzelnen Erdschollen vom Beginn der geologischen Zeitrechnung an erfuhren, aus solchen Hebungen und Senkungen abzuleiten. An periodische, astronomisch zu erklärende Meeresschwankungen im Sinne von Suess ist nicht zu denken, weil die verschiedenen Erdschollen zu verschiedenen Zeiten vom Meere eingenommen wurden. Wohl aber erhebt sich die Frage, ob denn außer den festländischen Sockeln nicht auch die Böden der Meeresräume von Rindenstörungen betroffen wurden; und diese Frage muß unbedingt bejaht werden. Jedes landfest gewordene marine Sediment stellt einen gehobenen Meeresboden dar, und jede mächtige Seichtwasserbildung, z. B. jedes fossile Riff von Korallen- oder Algenkalk, dessen Mächtigkeit mehrere hundert Meter erreicht, bezeugt eine Senkung, mit der sein Wachstum Schritt halten konnte. Auf rezente Senkungen weisen die pelagischen Atolle hin, deren Lagune unter die Tiefenstufe des Korallenlebens hinabreicht. Mitten im äquatorialen Teile des Atlantischen Ozeans aber wurde jüngst sogar der Beweis erbracht, daß der Meeresboden hier um mehr als 2000 *m* eingesunken ist. Die deutsche antarktische Expedition holte 1901 am Äquator unter $18^1/_4°$ W, 1200 *km* von der Sierra Leoneküste, aus einer Tiefe von 7230 *m* eine geschichtete Grundprobe herauf, die zu unterst aus Kalkschlamm, in der Mitte aus Schlick und zu oberst aus rotem Tiefseeton bestand. Dieser wichtige, durch eine Reihe weiterer Lotungen bestätigte Fund beweist, daß mitten im Atlantischen Ozean Veränderungen der Küstenferne und schließlich sehr bedeutende Senkungen eintraten. Auf periodische Schwankungen alter Meeresböden läßt die Schichtung pelagischer Kalksteine durch Tonblätter schließen. (Vgl. S. 45, 46 und den Schluß des letzten Abschnittes.)

Ausgedehnte Senkungen und Hebungen des Meeresbodens müssen, wenn sie sich nicht die Wage halten, an allen stationären Küsten des Weltmeeres dieselbe Strandverschiebung bewirken. Eine Hebung des Bodens, und zwar sowohl eine eigentliche endogene Hebung als auch die unaufhörliche Erhöhung durch die Sedimente, drängt das Meer über den Strand und müßte sich daher als Senkung des Landes äußern; umgekehrt käme es infolge einer Senkung des Meeresbodens und Meeresspiegels zu einer scheinbaren Hebung des Landes. Solche allgemeine oder, wie Suess sie nannte, eustatische Strandverschiebungen sind zwar unter den gegenwärtigen Küstenschwankungen nicht nachweisbar, mögen aber in den langen Zeiträumen der geologischen Geschichte — besonders bei den großen Transgressionen — eine wichtige Rolle gespielt haben. Sie brauchen dabei nicht einmal an allen, sondern nur an den Küsten stationärer Erdschollen denselben Betrag erreicht zu haben. So kann eine eustatische Hebung — eine negative Strandverschiebung im Sinne von Suess — an der Küste eines sinkenden Gebietes herabgesetzt oder sogar in ihr Gegenteil verkehrt worden zu sein. Richthofen faßt a. a. O. das Becken des Stillen Ozeans als ein Senkungsfeld auf, dessen westliche Randstaffeln von den Inselbögen weg durchschnittlich etwa 2000 *km* weit, nämlich bis zu dem Abfalle der Mongolei und

Digitized by Google

dessen nördlicher und südlicher Fortsetzung, ins Binnenland reichen. Die Staffel der Inselbögen und die Staffel der festländischen Küste können nun während einer Senkung des pazifischen Beckens so an ihren Bruchflächen verschoben worden sein und auch jetzt noch so verschoben werden, daß der eustatische Rückzug des Meeres an ihren Küsten von der Senkung des Landes erreicht oder gar überholt wird.[1]) Ob diese theoretischen Erwägungen in Wirklichkeit zutreffen, wäre freilich erst fallweise zu untersuchen.

Wie der Wechsel von Festlandperioden und marinen Transgressionen, so muß auch die Anlage der gegenwärtigen Kontinente und Meeresräume durch umfassende, epeirogenetische Störungen, wie Gilbert sie nannte,[2]) bewirkt worden sein. Dutton glaubte diese epeirogenetischen Hebungen und Senkungen mit isostatischen, d. h. auf die Herstellung des Gleichgewichtes gerichteten Kräften in Verbindung bringen zu dürfen. Er ging davon aus, daß sich nach den Ergebnissen der Schweremessungen unter den ozeanischen Becken dichtere Rindenstücke befinden als unter den Kontinenten. Dem Unterschiede der Dichte entsprechend sollen sich die leichten und hohen, in den Kontinenten gipfelnden Schollen einerseits und die schweren und niedrigen, vom Meere bedeckten Schollen anderseits auf der nachgiebigen magmatischen Unterlage die Wage halten. Die atmosphärische Abtragung der kontinentalen Scheitel stört aber immer wieder das Gleichgewicht und hat zur Folge, daß die entlasteten kontinentalen Schollen zur Herstellung des Gleichgewichtes einen Auftrieb und die mit Sedimenten belasteten ozeanischen Schollen eine Senkung erfahren. Diese Lehre von der Isostasie hat viele Anhänger gewonnen, obzwar sie für die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, die sie erklären will, ein allzu enges und starres Schema aufstellt. In Wirklichkeit versagt sie sehr bald. Es ergeht ihr nicht besser als so mancher anderen Hypothese, die den Eintritt und den Verlauf irgendeiner Rindenstörung recht gut zu erklären weiß, schließlich aber an der Tatsache scheitert, daß die Störung auch wieder aufhörte oder gar umsprang und weiterhin im entgegengesetzten Sinne ablief. Fennoskandia läßt als tief denudiertes Rindenstück auf lang anhaltende, nicht nur rezente und quartäre, sondern auch ältere Hebungen schließen und wäre daher sehr wohl als Beleg für die isostatische Theorie zu verwenden, wenn es nicht vor der Bildung der jüngeren Strandlinien eine durchaus theoriewidrige Senkung erfahren hätte. Gerade dieser Wechsel von Hebung und Senkung aber ist allen epeirogenetischen Störungen eigen und beherrscht die Geschichte des gesamten Festlandes. Da in der marinen Formationsreihe mancher Erdschollen nicht nur küstennahe sondern auch pelagische Sedimente, wie Ammonitenkalke und sogar Radiolariengesteine vorkommen, dürfen die marinen Transgressionen nicht etwa nur als seichte Überspülungen der niedrigen Teile des Festlandes aufgefaßt werden. Es trat oft genug eine tiefe Versenkung ausgedehnter kontinentaler Schollen ein; und jede solche Versenkung und jedes Wiederauftauchen einer gesunkenen Scholle beweist, daß auch die Grundlage der isostatischen Theorie, die ursprüngliche marine oder kontinentale Ver-

[1]) Löwl. Die Ursache der säkularen Verschiebung der Strandlinie. 1886.

[2]) Von Epeiros, das Festland.

Digitized by Google

anlagung und Prästabilität der einzelnen Teile der Erdrinde unhaltbar ist. Freilich kann dann auch der Massenüberschuß der Rindenstücke, die jetzt vom Meere eingenommen werden, nicht vom Anfang an denselben Schollen eigen gewesen sein. Es gewinnt vielmehr den Anschein, daß die Verdichtung mit den magmatischen Vorgängen, die zur Senkung führen, zusammenhängt.

Manche unter den Störungen, die den Bau der Erdschollen im einzelnen bestimmten, stehen den epeirogenetischen Bewegungen sehr nahe. Eine ungestörte Lagerung der Schichten ist nur auf den weiten Flachböden der Tiefsee vorauszusetzen und wurde auf dem Festlande nur in den jüngsten fluvialen und marinen Bedeckungen, die unsere großen Ebenen anlegten, sichergestellt. Alle paläozoischen und mesozoischen Formationen und zumeist auch das ältere Tertiär sind, wenn sie sich auch tafelartig ausbreiten, bereits disloziert. Als das Urbild ungestörter Lagerung galt nach der Darstellung von Suess vormals die große, auch durch vulkanische und seismische Immunität ausgezeichnete russische Tafel. Diese merkwürdige Scholle besteht aus flachliegenden paläozoischen Sedimenten, die im mittleren und östlichen Teil eine mesozoische und im Süden auch noch eine tertiäre Decke tragen. Im Norden reicht die alte Tafel bis an das Urgebirge Finnlands und im Süden bis an den Granit der Ukraine heran. Die Grenzen sind Denudationsränder, da das Grundgebirge erst durch die Abtragung der paläozoischen Schichten bloßgelegt wurde. Im Westen breitet sich die stark gestörte Scholle aus, die mit den tertiären und diluvialen Bildungen des norddeutschen Tieflandes zugedeckt ist, und der Ostrand der Tafel wurde im Ural und im Timanzuge faltig verbogen. Die 200—300 *m* hohe, von den Flüssen nur seicht gefurchte Oberfläche des scheinbar ganz ungestörten, nur im Karbon des Donez durch eine beschränkte und längst wieder abgetragene Auffaltung unterbrochenen Gebietes ist aber durchaus keine ursprüngliche, aus dem Schichtenabsatz hervorgegangene Ebene, sondern eine Verebnung, eine durch die Abtragung mächtiger Schichtenreihen hergestellte Fläche. Das hat Philippson gezeigt, indem er den Umstand in Rechnung zog, daß die Oberfläche der „Tafel" vom Grundgebirge im Norden und Süden weg die ältesten wie die jüngsten Formationen schneidet.[1]) Das Ausstreichen der einzelnen Formationen beweist, daß die Tafel eine wenn auch flache so doch in vertikalem Sinne sehr bedeutende Verbiegung erlitt. Geographisch mag sie dabei immer eine niedrige Tafel geblieben sein. Die am stärksten aufgetriebenen Teile, die jetzt durch die Verbreitung der ältesten Schichten bezeichnet werden, können ja in demselben Maße, in dem sie über ihre Umgebung emporstiegen, von der Atmosphäre angegriffen und abgetragen worden sein.

Weniger ausgedehnt, aber schärfer und auffälliger als die Verbiegungen der russischen Tafel sind die beulenförmigen Schwellungen, die sich bisweilen mitten in Gebieten flacher Lagerung einstellen. Die Kreideplatte von SO-England und NW-Frankreich erhebt sich auf beiden Seiten der Straße von Dover zu einer einheitlichen, 200 *km* langen und auf englischem Boden bis zu 60 *km* breiten Schwelle, in deren Kern ältere Schichtenreihen zutage

[1]) Zur Morphologie des europäischen Rußland. Pet. Mitt. 1898.

Digitized by Google

treten. Südlich vom Londoner Tertiärbecken bestehen die sanften periklinalen Abhänge der Schwelle aus einer mächtigen Lage oberkretazischer Kreide, deren steil abbrechender Schichtenkopf in den North und South Downs die hügelige Parklandschaft des Weald umschließt. Der Grünsand der Unterkreide bildet eine Vorstufe der Downs, und darunter wölbt sich endlich der durch

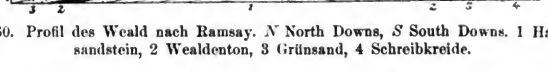


Fig. 160. Profil des Weald nach Ramsay. *N* North Downs, *S* South Downs. 1 Hastingsandstein, 2 Wealdenton, 3 Grünsand, 4 Schreibkreide.

die Abtragung des ursprünglichen Scheitels entblößte Wealdenton und Wealdensandstein (Hastingssand) empor. Ebenso geartet, doch viel stärker aufgetrieben ist die Schwelle der Black Hills zwischen Dakota und Wyoming. Hier ist die Kreideformation, die in der Prärie weit und breit ganz flach liegt, zu einem ovalen Rande aufgebogen, innerhalb dessen die ganze meso- und paläozoische Unterlage bis auf das kristalline Grundgebirge hinab kuppelförmig gehoben und abgetragen wurde. Die Länge der Schwelle beträgt 140, die Breite 60 *km* und die Ergänzung des zerstörten Scheitels im Profile würde für die Hebung einige Kilometer ergeben.

Die bruchlosen, beulenförmigen Schwellungen kommen sehr selten vor. In der Regel wurden die in vertikalem Sinne gestörten Rindenteile in weiter Ausdehnung ungleichmäßig gehoben, wobei sich die in verschiedenem Maße oder gar in entgegengesetztem Sinne bewegten Schollen und Streifen längs steiler Bruchflächen voneinander absonderten. Hielten die vertikalen Verschiebungen sehr lange an, so konnte ihre Sprunghöhe mehrere Kilometer erreichen. Daß die oberen, zutage tretenden Teile der Bruchflächen im Gelände nicht Stufen von entsprechender Höhe bildeten, dafür sorgte die atmosphärische Abtragung, die nie allzu weit hinter den Rindenstörungen zurückbleibt und nach deren Abschlusse die orographischen Wirkungen wieder ausgleicht. Es gibt kilometerhohe Verschiebungen, die nur aus dem Schichtenbaue erschlossen werden können, auf der Erdoberfläche aber nicht einmal angedeutet sind; und man darf im allgemeinen sagen, daß Störungen, die schon vor der jüngeren Tertiärzeit zum Stillstande kamen und seither nicht mehr auflebten, das Relief entweder gar nicht oder doch nur mittelbar bestimmen, insofern als sie Gesteine von ungleicher Widerstandsfähigkeit in dasselbe Niveau brachten.

Der Bau der Schollenländer — so nennt man die durch Verschiebungen allein gestörten Erdräume — läßt sich nur dort klar legen, wo die einzelnen Bruchflächen in fortlaufenden Aufschlüssen untersucht werden können. Das ist nirgends so leicht ausführbar wie in Felswüsten, und eines der best bekannten und theoretisch wichtigsten Bruchfelder ist das vom Colorado angeschnittene hohe und sterile Coloradoplateau. Diese gewaltige Schichtentafel besteht aus karbonischen Sandsteinen, Schiefern und Kalken, die eine Mächtigkeit von 1000 *m* erreichen. Die in der Tiefe des Grand Cañon aufgeschlossene, wiederholt gestörte und verebnete Unterlage wird von kristallinen Schiefern und uralten (azoischen und kambrischen) Sandsteinen

Digitized by Google

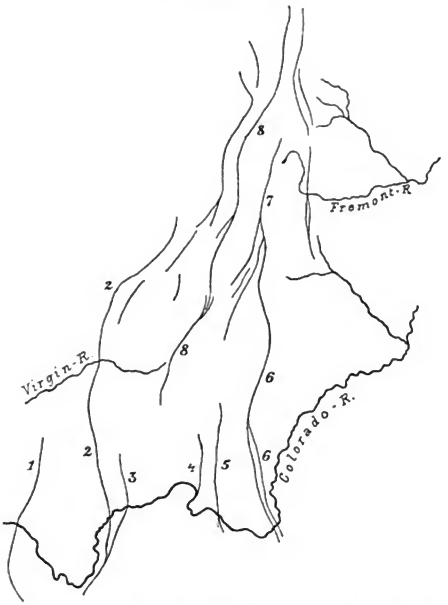


Fig. 161. Das Sprungbündel des Coloradoplateaus nördlich vom Großen Cañon. 1 : 4 Mill. 1 Grand Wash Bruch, 2 Hurricane Bruch, 3 Toroweap Bruch, 4 und 5 West Kaibab Brüche, 6 Ost Kaibab Flexur, 7 Awapa Bruch, 8 Sevier Bruch. Nach Dutton.

gebildet.[1]) Auf der über 2000 *m* hohen karbonischen Tafel blieb nördlich vom Grand Cañon das Perm, die Trias, der Jura, die Kreide und das Eozän erhalten. Die tertiären Schichten wurden von Flüssen und in Seen abgelagert, die älteren Formationen aber bis zum Perm hinab sind Flachseebildungen, die sich auf sinkendem Meeresboden anhäuften. Nach der Permzeit und auch in der Trias- und Jurazeit trat ein wiederholter Wechsel von Trockenlegung

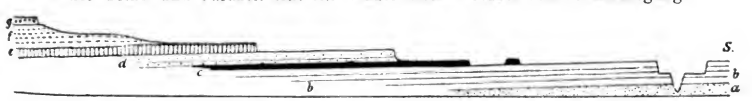


Fig. 162. Meridionales Profil des Coloradoplateaus und der gegen die Wahsatch Mts. ansteigenden erosiven Landstufen. Stark überhöht. *a* Gneise, algonkische und kambrische Sandsteine, nur in der Tiefe des Grand Cañons aufgeschlossen, *b* Karbon, *c* Perm, *d* Trias, *e* Jura, *f* Kreide, *g* Eozän. Nach Dutton.

[1]) Vgl. Frech, Das Profil des Großen Colorado Cañon, N. Jahrb. f. Min. 1895. II.

Digitized by Google

und Überflutung ein. In die gegenwärtige sehr bedeutende Meereshöhe — das Eozän erreicht 3500 *m* und darüber — gerieten die Schichten im späteren Tertiär und Quartär. Durch die fluviale Abtragung, die sich der Hebung anschloß, und durch den Wind, der die Erosion in dem postglazialen Wüstenklima aufnahm, wurden die einzelnen Formationen so stark reduziert, daß ihre Schichtenköpfe jetzt vom Grand Cañon weg nordwärts in weiten Abständen als Landstufen aufeinander folgen (Fig. 162). Wie die tertiäre Hebung der ganzen Coloradoscholle vor sich ging, zeigt der im Norden des Cañons von West gegen Ost gezogene Durchschnitt.[1]) Auf der Ostseite steigt die Karbontafel von den mesozoischen Echo Cliffs weg treppenförmig mit drei flachen Beugen (Flexuren, Kniefalten) empor; der Westrand dagegen ist ein Bruch, der Grand Wash Bruch, der eine Sprunghöhe von 2000 *m* erreicht. Zwischen dem Grand Wash und den Echo Cliffs streicht von den früher erwähnten mesozoischen und tertiären Hochplateaus von Utah aus ein ganzes Bündel rutenförmig auseinander laufender Sprünge südwärts zum

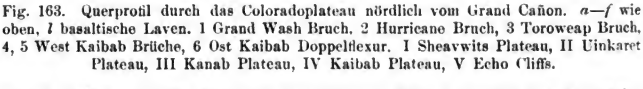


Fig. 163. Querprofil durch das Coloradoplateau nördlich vom Grand Cañon. *a—f* wie oben, *l* basaltische Laven. 1 Grand Wash Bruch, 2 Hurricane Bruch, 3 Toroweap Bruch, 4, 5 West Kaibab Brüche, 6 Ost Kaibab Doppelflexur. I Sheavwits Plateau, II Uinkaret Plateau, III Kanab Plateau, IV Kaibab Plateau, V Echo Cliffs.

Grand Cañon. Durch diese untergeordneten Brüche wurde das Coloradoplateau auf der Nordseite des Cañons in Streifen — das Sheavwitz-, Uinkaret-, Kanab- und Kaibabplateau — zerlegt, die sich in geringem Maße aneinander verschoben. Dutton hat die gut aufgeschlossenen und weithin verfolgbaren Brüche genau aufgenommen und dabei festgestellt, daß die meisten ihre Eigenart auf langen Strecken beharrlich festhalten und nur ihre Sprunghöhe ändern, wie dies die drei Querschnitte der Bruchlinie *abc* dartun (Fig. 164). Es gibt aber auch Brüche von sehr veränderlicher Art. Die glatte Vertikalverschiebung *a* (Fig. 165) kann nach einigen Kilometern als eine Störung erscheinen, durch die der Rand des tieferen Flügels aufgebogen, geschleppt wurde, *b*. Weiterhin stellt sich das Profil *c* ein, in dem auch der Rand des höheren Flügels eine Schleppung erfuhr. Im Profil *d* wird der Bruch überhaupt durch eine Verbiegung (Flexur oder Kniefalte) ersetzt. Bei *e* zerschlägt sich der Hauptbruch in mehrere kleine Brüche, die ein treppenförmiges Absitzen des tieferen Flügels bewirken. Bei *f* neigt sich der Rand des tieferen Flügels schon in kilometerweitem Abstande gegen die Bruchfläche und fällt endlich steil zu ihr ab. Zwischen *f* und *g* nimmt die Sprunghöhe zunächst allmählich ab bis die Störung ganz verschwindet; dann setzt der Bruch wieder ein, aber der tiefere Flügel liegt jetzt bei *g* auf der andern Seite. Manchmal hat die Verschiebung statt eines einfachen langen Sprunges mehrere kurze auf gerissen, die sich mit übergreifenden Enden ablösen, *h*. Die Stellen des Übergreifens werden natürlich durch Staffelbrüche bezeichnet.

[1]) Vgl. Blatt 89 in Stielers Handatlas.

Digitized by Google

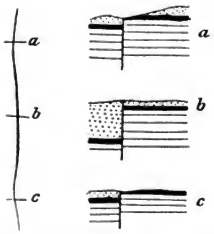


Fig. 164. Ein Bruch mit zunehmender Sprunghöhe auf der Karte und in den Profilen *a*, *b*, *c*.

Während der Geologe bei seinen Aufnahmen das Ausgehende der Brüche, also Bruchlinien, verfolgt und zumeist darauf angewiesen ist, diese Linien nach der oberflächlichen Verbreitung der Formationen zu erraten, hat es der Bergmann mit den Bruchflächen selbst zu tun. Die genauere Kenntnis dieser Flächen und der an sie gebundenen Störungen beruht denn auch auf den Erfahrungen des Bergbaues[1]). Darum ist die einschlägige Terminologie zum guten Teil der alten deutschen Bergmannsprache entlehnt. Wenn irgendeine in Strecken abgebaute Lagerstätte vor Ort plötzlich

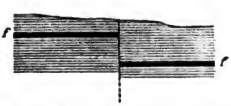


Fig. 166. Profil eines verworfenen Kohlenflözes (*f*).

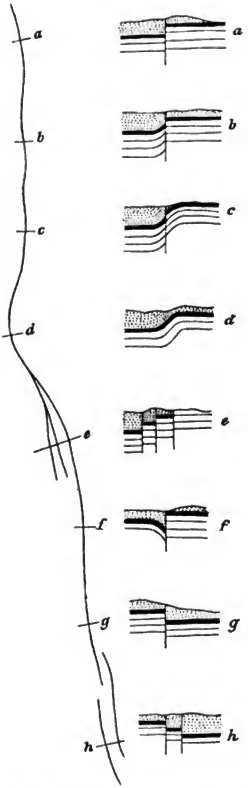


Fig. 165. Eine veränderliche Bruchlinie.

an taubem Gestein abstößt und ihre Fortsetzung in der Teufe wieder aufgefunden wird, sagt der Bergmann drastisch: sie ist verworfen. Die Lagerungsstörung selbst heißt Verwerfung und die ebene Trennungsfläche der beiden auseinander gerissenen Flügel wird als Sprung, Kluft, Spalte bezeichnet. Dabei ist aber nicht etwa an offene, klaffende Risse zu

[1]) Vgl. Köhler, Die Störungen der Gänge, Flöze und Lager, 1886, und Beck, Lehre von den Erzlagerstätten, 1901.

Digitized by Google

denken. Ein solcher Riß würde ja in größerer Tiefe durch den allgemeinen Gebirgsdruck gleich wieder geschlossen. Immerhin hält sich in Verwerfungsspalten sowohl das zu Quellsträngen vereinigte Sickerwasser als auch das aus vulkanischen Herden emporgetriebene Thermalwasser seine Wege offen. Bedeutende Brüche sind daher oft Thermenlinien. Der Westrand des Wiener Beckens mit Baden und Vöslau bietet ein gutes Beispiel. Als Wassersammler und Wasserleiter werden die Spalten sehr oft durch sekretionäre Mineralbildungen verstopft, gleichsam ausgeheilt. Die Stoffe, die das Sickerwasser an den Spaltenwänden absetzt, richten sich natürlich nach der Beschaffenheit des Nebengesteines. In Kalken und kalkreichen Gesteinen wird sich das Wasser mit kohlensaurem Kalk, in kalkarmen und kieselsäurereichen dagegen mit Kieselsäure sättigen. In dem ersten Falle entsteht als Spaltfüllung ein Gang aus Kalkspat, im zweiten ein Quarzgang. Quarzgänge sind besonders in Granit- und Gneißgebieten sehr häufig. Kalkspat und Quarz sowie Schwerspat und Flußspat, die sich in den sekretionären Mineralgängen oft zu jenen gesellen, faßt der Bergmann als Gangarten zusammen. Sind in diesen Gangarten Metalle wie Gold oder metallhaltige Mineralien, also Erze, wie Bleiglanz Zinkblende, Pyrit usw., eingesprengt, so ist der Gang ein Erzgang. Da solche Erzgänge im Gegensatze zu Kalk- und Kieselsekretionen nie in anderen Gesteinsklüften als in bedeutenden und vermutlich tief hinabreichenden Verwerfungsspalten aufsetzen, muß man annehmen, daß die Metalle nicht aus dem Nebengestein ausgelaugt, sondern vom Thermalwasser und von Dämpfen aus der vulkanischen Teufe emporgeführt und in den oberen und kühleren Teilen der Sprünge ausgeschieden wurden. Die bedeutende Stärke mancher Gänge weist nicht etwa auf ursprünglich weit klaffende Spalten hin, sondern ist auf die Wiederholung des Zerreißens und sekretionären Ausheilens zurückzuführen. In der Struktur der Gänge ist das wiederholte Einsetzen von Verschiebungen auf derselben Spalte oft ganz deutlich erkennbar.

Wo Gänge fehlen, stellt sich in den Verwerfungsspalten gewöhnlich ein Tonblatt ein, das aus den abgeschürften und zermalmten Teilen der Spaltenwände hervorging. Anstatt des feinen, tonigen Zerreibsels kommen aber auch grobe Brocken des Nebengesteines vor, die nachträglich durch die Sekretion der Gangarten zu einer Breccie verkittet wurden. Die Spuren der Reibung und des Schurfes sind übrigens an den Spaltenwänden manchmal auch in spiegelnden Schlifflächen, dem Harnisch oder Spiegel des Bergmannes, erhalten. Gewöhnlich erkennt man darauf parallele Riefen und Schrammen, aus deren Richtung zu entnehmen ist, ob die Störung rein vertikal oder mit einer horizontalen Komponente erfolgte. Schräge Verschiebungen sind sehr häufig. Sie bilden ja, wie früher gezeigt wurde, auch unter den rezenten seismischen Dislokationen die Regel.

Die Bruchflächen gehen zumeist sehr steil, oft seiger, d. h. senkrecht nieder. Das Streichen und Fallen wird mit dem Bergmannskompaß gerade so wie das einer geneigten Schicht bestimmt[1]). Ist die Spalte nicht seiger,

[1]) Der Bergmannskompaß ist so eingerichtet, daß ein Kantenpaar seines viereckigen Gehäuses der *N—S*-Linie der Scheibe parallel läuft. Legt man eine solche Kante horizontal an eine Schicht- oder Gangfläche, so gibt der Winkel, um den die *N—S*-Linie von der Nadel abweicht, das Streichen an. *W* und *O* sind auf der Scheibe vertauscht,

Digitized by Google

so heißt der Flügel, der auf ihr liegt, also von ihr unterteuft wird, der **Hangendflügel**, und der andere, der unter ihr liegt, der **Liegendflügel**. Durch Parallelsprünge werden, wie das Coloradoplateau im großen zeigte, breitere und schmälere, ungleichmäßig verschobene Keile angelegt. Der Bergmann nennt jeden Keil, der geologisch höher liegt — in dem also z. B. ein bestimmtes Flöz höher liegt als in den beiden anstoßenden Keilen — einen

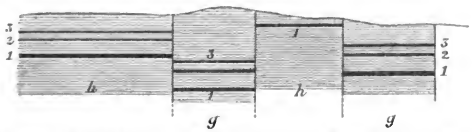


Fig. 167. Kohlenflöze 1, 2, 3 im Schieferton. *h* Horste, *g* Gräben.

Horst und jeden tieferliegenden Keil einen **Graben**. Suess hat diese Bezeichnungen in erweitertem Sinne in der geologischen Terminologie eingebürgert. Wie das Kaibabplateau in bezug auf das Kanabplateau und die Tafel des Marble Cañon, so ist das ganze Koloradoplateau in bezug auf seine westliche, südliche und östliche Umgebung, und Afrika in bezug auf die angrenzenden Meeresräume ein Horst. In der Systematik wären sonach Horste erster, zweiter und dritter Ordnung oder Kontinental-, Schollen- und Keilhorste zu unterscheiden.

Dem Bergmanne gilt stets der Hangendflügel als verschoben und der Liegendflügel als fix. Liegt der Hangendflügel tiefer, so wird eine richtige Verwerfung, liegt er höher, so wird eine Aufschiebung vorausgesetzt. In zweifelhaften Fällen, d. h. wenn die Bruchfläche senkrecht oder doch sehr steil ist, hält man die Verwerfung des tieferen Flügels für das wahrscheinliche. Auch die Geologie ließ diese Auffassung gelten, obzwar sie durchaus nicht

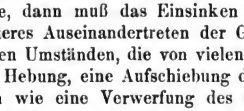


Fig. 168. Schema eines Grabenbruches.

einwandfrei ist. Wenn in dem Schema Fig. 168 der Graben durch eine Verwerfung angelegt wurde, dann muß das Einsinken des Keiles durch eine Zerrung, durch ein weiteres Auseinandertreten der Grabenwände ermöglicht worden sein. Unter diesen Umständen, die von vielen Geologen angenommen werden, kann aber eine Hebung, eine Aufschiebung des anstoßenden Horstes gerade so gut eintreten wie eine Verwerfung des Grabens; und mancher wird es von vornherein für das wahrscheinlichste halten, daß die beiden

damit man das Azimut unmittelbar ablesen kann. Es wird quadrantenweise in Graden (z. B. *N* 15° *O*) oder in Stunden zu je 15° angegeben. Stunde 22 entspricht also *N* 30° *W*. Legt man den Kompaß als Klinometer in der Fallrichtung der Schicht an, so bestimmt ein an der Scheibe angebrachter Senkel das „Einfallen" in Graden.

Digitized by Google

entgegengesetzten Dislokationen zugleich vor sich gingen. Das Horst- und Grabenschema trifft jedoch nicht ganz zu. Wo immer die Aufschlüsse genauere Untersuchungen erlaubten, hat sich herausgestellt, daß die Horste wie die Gräben nicht horizontal gezerrt und gestreckt, sondern im Gegenteil gestaut wurden. Selbstverständlich ist auch unter diesen Umständen die Hebung eines Horstes zwischen aufwärts konvergierenden Brüchen ebenso gut denkbar wie die Senkung eines Grabens zwischen abwärts konvergierenden. Eines der merkwürdigsten Schollenländer der Erde, das von Transbaikalien, wird nach den Aufnahmen Obrutschews und anderer russischer Geologen von einem ganzen System breiter Grabenbrüche durchzogen, die auch morphologisch durch die Anlage von Tälern und Ebenen zur Geltung kamen. Obrutschew faßt a. a. O. alle diese Gräben als „disjunktive", aus Zerrung und Zerreißung hervorgegangene Störungen auf, ohne jedoch auf irgendein Anzeichen von Zerrung hinweisen zu können. Die Annahme disjunktiver Verwerfungen hat seither, besonders auf die Autorität von Suess hin, bei vielen Anklang gefunden. Doch zu halten ist sie nicht. Selbst wenn man die Brüche an sich als hinreichende Beweise für Zerrungen gelten ließe, käme man nicht über die Schwierigkeit hinweg, daß die horizontale Zerrung eines Rindenstückes nur durch ein Anschwellen der Unterlage, der gleichzeitige Grabenbruch aber nur durch ein Abschwellen derselben Unterlage verursacht werden kann. Gewöhnlich setzt man die Zerrung in der äußersten Lage der Erdrinde voraus, ohne auf deren Ursache einzugehen. Die disjunktive Verwerfung soll dann so vor sich gehen, als ob der gestörte Keil zwischen den auseinander gezogenen Bruchrändern dem Zug der Schwere folgte bis er durch die Konvergenz dieser Ränder festgehalten wird. Ein solcher Erklärungsversuch fordert, wenn er mehr als eine Metapher sein will, jeden, der die Geodynamik und Tektonik nicht als freie Kunst, sondern als angewandte Mechanik betreibt, zum schärfsten Widerspruch heraus, denn er faßt den verworfenen Keil nicht als einen lückenlos auf den tieferen Lagen ruhenden Streifen der Erdrinde, sondern als den Schlußstein eines Gewölbes auf, setzt also unter ihm einen Hohlraum voraus und läßt dabei ganz außer acht, daß der Gesteinsdruck schon in einer Tiefe von 6 *km* jede Lücke schließt. (S. 2.)

In allen gut aufgeschlossenen und genau untersuchten Schollenländern wurden Stauungserscheinungen nachgewiesen. Typisch ist der Bau des nord-

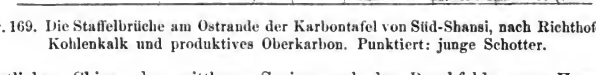


Fig. 169. Die Staffelbrüche am Ostrande der Karbontafel von Süd-Shansi, nach Richthofen. Kohlenkalk und produktives Oberkarbon. Punktiert: junge Schotter.

westlichen China, des mittleren Syrien und des Bruchfeldes von Hessen, Franken und Schwaben. Das Profil, das Richthofen im südlichen Shansi aufnahm (Fig. 169), zeigt am Ostrande der großen Karbontafel acht parallele Staffelbrüche; und jede einzelne Staffel erscheint in der Profilrichtung durch horizontalen Druck faltig verbogen. Ein hohes Alter können die Brüche nicht

Digitized by Google

besitzen. Ohne Zweifel haben noch in der jüngsten Tertiärzeit starke Verschiebungen stattgefunden; sonst würde sich der Gebirgsbau nicht mehr so scharf in den Oberflächenformen ausprägen. Das syrische Schollenland ist nach den Untersuchungen von Fraas, Diener und Blanckenhorn eine ungleichmäßig gehobene, von meridionalen Brüchen und Flexuren durchzogene, dabei aber in westöstlicher Richtung stark gestaute Kreidetafel, die in manchen Querschnitten einen Übergang vom Schollenland zum Faltenland darstellt[1]). Im allgemeinen ist aber doch die vertikale Verschiebung der herrschende Zug. Bekaa, Ghor und Golf von Akaba bezeichnen einen Graben, der auf beiden Seiten von horstartig aufgetriebenen, zumeist in Staffelbrüchen ansteigenden Streifen überragt wird. (Fig. 170.) Suess blieb es

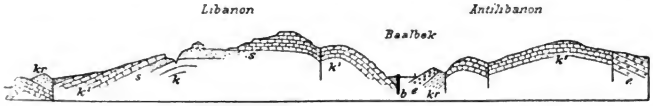


Fig. 170. Profil durch Syrien in der Breite von Baalbek nach Diener. *k* Kalk der unteren Kreide. *s* cenomaner Sandstein, *k'* Libanonkalk (1000 *m*), *kr* Feuersteinkreide des Senon, *e* Eozän, *b* Basalt.

vorbehalten, den Zusammenhang des syrischen Grabens mit dem Graben des Roten Meeres und mit dem vom Rudolf- bis zum Njassasee reichenden, in kristalline Schiefer eingesenkten ostafrikanischen Graben zu erfassen und damit eine der großartigsten und merkwürdigsten Störungszonen der Erde aufzudecken. Die Verbindung des Rudolfseegrabens mit dem ausgedehnten Bruchfelde der Kolonie Eritrea und des Golfes von Aden ist allerdings noch nicht nachgewiesen, wird aber durch die Brüche, die das Plateau von Habesch im Osten abschneiden, zum mindesten sehr wahrscheinlich. Der ganze, durch Talungen, Seebecken und durch das Rote Meer bezeichnete, von Vulkanen begleitete und streckenweise mit Laven ausgefüllte Grabenzug erstreckt sich über 50 Grade, nimmt also ungefähr den siebenten Teil des Erdumfanges ein. Am Nordende des Njassa scheint der ostafrikanische Graben mit dem bogenförmig angelegten zentralafrikanischen zusammenzutreffen, der in den Becken des Albert-, Albert Edward-, Kiwu- und Tanganjikasees am tiefsten einsinkt und gleichfalls Vulkane, darunter den meerfernen tätigen Kirungo, aufweist. Durch welche Vorgänge und unter welchen Umständen die ungeheuere interkontinentale Grabenreihe gebildet wurde, läßt sich nicht einmal vermutungsweise angeben. Wenn Suess auch in diesem Falle von Zerrungen spricht, so läßt er ganz außer acht, daß die Bruchzone dort, wo sie genauer untersucht werden konnte, nämlich in Syrien, keine Zerrung, sondern eine bedeutende Stauung erfuhr. Da in Syrien noch die jüngsten Tertiärschichten verworfen wurden, muß die große Störung, wenn sie auch viel früher begonnen haben mag, im Ausgange der Tertiärzeit noch fortgewirkt haben. Darauf läßt auch die Konkordanz des Reliefs

[1]) Diener, a. a. O., Fig. 8 und 9.

Digitized by Google

schließen; und aus den häufigen Erschütterungen der Bruchzone sowie aus dem Vorkommen tätiger Vulkane ergibt sich sogar, wie Suess annimmt, daß auch jetzt noch kein Stillstand eingetreten ist[1]).

Die geborstene Kreidetafel von Syrien und das Coloradoplateau können als Vertreter jener weit verbreiteten Art des Schollenlandes gelten, die durch parallele, zum Schluß oft rutenartig — in Virgation — auseinander laufende Bruchlinien gekennzeichnet wird. Ganz anders ist der Bau des Schollenlandes, das sich zwischen der Bretagne und Böhmen ausbreitet[2]). Hier liegen die hohen und die tiefen Rindenstücke nicht in Streifen nebeneinander, sondern stoßen so unregelmäßig wie die Steine eines schlechten Pflasters zusammen. Dabei erinnert jede tiefliegende Scholle, z. B. das nördliche Frankreich, nach einem anschaulichen von Suess gewählten Bilde an die eingesunkene, von peripherischen Sprüngen umrissene Eisdecke eines ausgelaufenen Teiches. Mittel- und Westeuropa gehörte in der Karbonzeit einem durch Faltung entstandenen Kettengebirge von dem Baue der Alpen an. Dieses Hochgebirge, von dem noch in anderem Zusammenhange die Rede sein wird, wurde in der jüngeren Karbonzeit abgetragen und verebnet. Auf der Abtragfläche kam dann die ganze Reihe der Formationen vom Oberkarbon und Perm bis zum weißen Jura und im Westen und Norden auch noch die Kreide zum Absatz. In der mittleren Tertiärzeit endlich wurde die ganze Schichtentafel nach einer längeren Festlandperiode durch ungleichmäßige Hebungen und Verschiebungen in ein Bruchfeld verwandelt, dessen Horste so hoch emporstiegen, daß ihre mesozoischen und spätpaläozoischen Decken abgetragen und das verebnete dislozierte Grundgebirge bloßgelegt wurde. Von den tafelförmigen Horsten, deren Deckschichten erhalten blieben (Kaibab, Libanon), unterscheiden sich die Horste, in denen die gestörte Unterlage zum Vorschein kommt, in der auffälligsten Weise. Man kann die einen als Deck- und die anderen als Grundhorste bezeichnen. Wenn in weiter Verbreitung kristalline Schiefer zutage treten, spricht man wohl auch von Massiven. Je nachdem ein Grundhorst in der Hauptsache aus granitischen Gesteinen oder aus steil aufgerichteten Schiefern, Quarziten, Kalksteinen usw. besteht, hat er entweder die Formen des Kuppengebirges oder die des rostförmig gegliederten Rückengebirges angenommen. In dem zweiten Falle ließ die erosive Skulptur des Landes die Ausbisse der widerstandsfähigen Gesteinslagen als Kämme hervortreten.

Wo die Denudation gerade so weit fortgeschritten ist, daß die ursprüngliche Abtragfläche des Grundgebirges — die Rumpffläche, wie man solche Verebnungen wohl auch nennt — mit vereinzelten Resten der jüngeren Deckschichten erhalten blieb, herrscht das Verhältnis der diskordanten Auflagerung. (Fig. 171.) Von der konkordanten oder gleichförmigen Lagerung, die allen Schichtenreihen eigen ist, deren Absatz durch keine Dislokation unterbrochen wurde, war schon in der allgemeinen Charakteristik der Sedimentgesteine die Rede. Eine Schichtenreihe, die diesen gleichförmigen Verband besitzt, kann ihn nicht mehr verlieren, da Faltungen wie Brüche die Ge-

[1]) Denkschr. d. Wiener Akad. 1891. 579.

[2]) Vgl. die Carte géolog. internat. de l'Europe. 1 : 1,500.000.

Digitized by Google

Fig. 171. Ungestörter Zechstein auf der Abtragfläche des gefalteten devonischen Kieselschiefers von Osterode am Harz. Nach Rinne.

samtheit der Schichten in jedem Profil gleichmäßig stören, so daß der Parallelismus der einzelnen Lagen nirgends aufgehoben wird. Kommt es aber auf der Abtragfläche, also auf den Köpfen der aufgerichteten Schichten, neuerdings zur Sedimentation, so tritt die jüngere Schichtenreihe zur älteren in das Verhältnis der diskordanten Auflagerung[1]). Demnach legt jede Störung, der ein Schichtenabsatz folgt, eine Diskordanz an; und jede Diskordanz gibt, worauf zuerst Elie de Beaumont verfiel, dem Geologen ein Mittel an die Hand, den Eintritt der Dislokation und das Alter des durch sie

[1]) Eine diskordante Anlagerung und Einlagerung ergibt sich, wenn die jüngeren Schichten nur den Rand oder Buchten der Unterlage einnehmen.

Digitized by Google

aufgetriebenen Gebirges zu bestimmen. Ein Beispiel: Die Grundhorste des west- und mitteleuropäischen Schollenlandes bestehen aus kristallinen Schiefern, aus kambrischen, silurischen, devonischen und unterkarbonischen Sedimenten. Alle paläozoischen Schichten sind stark gestört, aber vollkommen konkordant. Die Gebirgsbildung kann daher erst nach dem Absatze des Unterkarbon eingetreten sein. Am Ausgange der Karbonzeit aber war das Gebirge, das wir uns nach dem Schichtenbaue als ein hohes Kettengebirge vorzustellen haben, schon wieder abgetragen, denn das Oberkarbon eröffnet die diskordant aufgelagerte Decke, die auf dem Scheitel der Horste in Sporaden erhalten blieb. Das Gebirge gehörte sonach der mittleren Karbonzeit an; und da die spätpaläozoischen und mesozoischen Deckschichten wiederum ganz konkordant aufeinander liegen, kann zwischen der Karbon- und der Tertiärzeit keine Störung mehr eingetreten sein.[1])

Die Grundhorste West- und Mitteleuropas sind, wenn wir von Südengland und Irland absehen: die Bretagne, das französische Zentralplateau, ein Massiv von außerordentlich verwickeltem Bau, dann Wasgau und Schwarzwald, Odenwald und Spessart, das Rheinische Schiefergebirge, der Harz und das große, dem französischen Zentralplateau vergleichbare böhmische Massiv mit dem Sporn des Thüringer Waldes[2]). Von einigen dieser hochgehobenen und tief denudierten Horste, so vom Harz, vom Schwarzwald und Wasgau, steht es so ziemlich fest, daß sie vor ihrer Hebung, also bis in die Tertiärzeit hinein, der allgemeinen Unterlage der mesozoischen Schichtentafel angehörten.[3]) Von den größeren Massiven aber läßt sich das nicht mit derselben Sicherheit behaupten. So scheint z. B. Böhmen seine eigene Geschichte zu haben und in der mesozoischen Epoche lange Zeit Festland gewesen zu sein. Doch gerade ein Vergleich des böhmischen Massivs mit der anstoßenden süddeutschen Tafel läßt in solchen Fragen die größte Vorsicht ratsam erscheinen. Die oberste Lage der süddeutschen Tafel ist der weiße Jura. Die Kreide fehlt. Dagegen bestehen die Reste der mesozoischen Decke, die sich auf dem böhmischen Massive erhielten, nur aus der oberen Kreide. Hier fehlen wieder Trias und Jura. Es wird allgemein angenommen, daß Böhmen in der Triaszeit dem Festlande angehörte, und niemand würde daran zweifeln, daß es auch in der Jurazeit trocken lag, wenn nicht am Südrande des Lausitzer Granits ein überschobener und tief eingeklemmter Strich von pelagischem Jurakalk der Abtragung entgangen wäre. Dieses ganz vereinzelte und unbedeutende Kalkvorkommen beweist, daß Böhmen zum mindesten in der jüngeren Jurazeit entweder ganz oder doch zum größten Teil Meeresboden war.

Die Verschiebungen, die in der mittleren Tertiärzeit die Horste hervortreten ließen, erfolgten zumeist längs Brüchen. Streckenweise traten aber auch Flexuren und selbst flache Aufbiegungen der Schichtentafel ein. Auf

[1]) Neben der eigentlichen, tektonischen Diskordanz gibt es auch eine erosive. Diese stellt sich dort ein, wo das Liegende vor der gleichförmigen Auflagerung des Hangenden trocken lag und erodiert wurde.

[2]) Vgl. F. Suess, Bau und Bild der böhmischen Masse. 1903.

[3]) Vgl. die Beweisgründe, die Steinmann (Zur Entstehung des Schwarzwaldes, Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1887, H. 1) vorbringt.

Digitized by Google

der Ostseite des Schwarzwaldes wölbt sich die Oberfläche des Grundgebirges und mit ihr die Triasdecke so sanft empor, daß man an die Schwelle der Black Hills erinnert wird. Dagegen fällt der Westrand des böhmischen Massivs in seiner ganzen Erstreckung mit Bruchflächen zusammen. Die in dem lückenhaften Rahmen der Horste gefaßten mesozoischen Schollen von Mittel- und Süddeutschland und Nordfrankreich sind im allgemeinen wie flache Teller eingesunken. Sie haben im geologischen Sinne ein Gefäll gegen die Mitte. Oberflächlich aber wurde dieses Gefäll, wie die ziemlich ausgeglichenen Höhenverhältnisse lehren, durch die Abtragung beseitigt. Infolgedessen blieben in der Mitte die oberen Schichtenreihen erhalten, während gegen die Ränder hin immer tiefere und tiefere Lagen ausstreichen. Die gürtelförmige Anlage, die so zustande kam, fällt besonders in Nordfrankreich auf,[1]) ist aber auch in Schwaben, Franken und Thüringen nicht zu verkennen.[2]) Die Ränder werden streckenweise von peripherischen Staffelbrüchen und wohl auch von querlaufenden, in die Horste eindringenden Radialbrüchen durchzogen; bedeutende Verschiebungen aber fanden nicht statt und in den mittleren Teilen der Bruchfelder breiten sich die Schichten sogar ganz ungestört aus. Nur die Trias des hessischen Berglandes zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Thüringer Horste ist nach dem Muster des Libanon geborsten und dabei in schmalen meridionalen Streifen ungleichmäßig verschoben worden.

Noch mehr als in Hessen wird man in der oberrheinischen Tiefebene an den Gebirgsbau Syriens erinnert. Kleine Grabenverwerfungen mit tief eingeklemmten jüngeren Schichten kommen zwar im süd- und mitteldeutschen Schollenlande an mehreren Stellen vor — das Leinetal bei Göttingen ist ein gutes Beispiel —, als tektonische Leitlinie aber kommt nur der große, der syrischen Talung vergleichbare Graben des Oberrheins zur Geltung. Hier ist zwischen Wasgau und Hardt auf der einen und Schwarzwald und Odenwald auf der andern Seite ein durchschnittlich 40 *km* breiter, vom Nordrande des Schweizer Jura bis in die Wetterau reichender, also 350 *km* langer Streifen verworfen worden. Seine Ränder sind Staffelbrüche, die ausnahmsweise in Flexuren übergehen. Die einzelnen Staffeln bestehen aus gestauten, oft ziemlich steil aufgerichteten Trias- und Juraschichten, während an den abgeschrägten Bruchrändern der Horste nur das archäische Grundgebirge und der Buntsandstein zu sehen ist. Die untersten Staffeln und die Sohle des Grabens liegen unter einer mächtigen Decke tertiärer und quartärer Sedimente. Da diese diskordante Einlagerung mit limnischem Unteroligozän und marinem Mitteloligozän beginnt, muß die große Grabenverwerfung schon am Beginn der Oligozänzeit eingetreten sein. Aus den Dislokationen der tertiären Schichtenreihe aber ergibt sich, daß die vertikalen

[1]) Hier ist im Gegensatz zu Süddeutschland nicht nur die Kreide, sondern auch noch eine aus marinen, brackischen und limnischen Absätzen bestehende eozäne und oligozäne Schichtenreihe vorhanden.

[2]) Der schwäbisch-fränkische Jura geht an der Donau nicht zu Ende. Er ist hier nur durch einen Bruch abgeschnitten und setzt sich als Unterlage der oberdeutschen Hochebene südwärts bis zum „vindelizischen Rücken", einem in der Tiefe vermuteten Ausläufer des böhmischen Massivs, fort.

Digitized by Google

Verschiebungen bis in die jüngere Tertiärzeit anhielten. Aber auch weiterhin blieb die Tiefebene ein Senkungsfeld; sonst wäre die große, 100 *m* erreichende Mächtigkeit der diluvialen Rheinablagerungen nicht zu erklären. Denkt man sich die Scheitel der Horste mit den abgetragenen mesozoischen Kappen bedeckt, so ergibt sich für den Graben eine Sprunghöhe von 3000 *m*.

Die Bruchstaffeln der Grabenränder sind in einer Weise gestört, die aufs deutlichste erkennen läßt, daß die Verwerfung nicht glatt, sondern unter starker Stauung vor sich ging. Trias und Jura wurden nicht nur aufgerichtet, sondern auch mehrfach so scharf geknickt, daß sie in benachbarten Staffeln in entgegengesetzten Richtungen einfallen. Verständnislos entworfene Profile pflegen in solchen Fällen den Sachverhalt so darzustellen, als ob jeder einzelne der verworfenen Keile für sich zwischen seinen Bruchflächen wie ein Stoß steifer Karten dem Seitendruck durch Schiefstellung sämtlicher Schichten nachgegeben hätte. Ein solcher Vorgang ist nicht recht denkbar; man müßte denn voraussetzen, daß sich jede Schicht von der liegenden und hangenden Schicht ablöste und an ihnen ein wenig verschob, wie das die Fig. 172 schematisch andeutet. In Wirklichkeit handelt es sich nicht um eine nach Streifen gesonderte, sondern um eine allgemeine, zu Verbiegungen und Knikkungen führende, dabei aber von vertikalen Verschiebungen durchkreuzte Stauung. In manchen

Fig. 172. Wie die Schiefstellung eines Schichtenstoßes zwischen Brüchen nicht erfolgen kann.

Fig. 173. Brüche in einer gestauten Scholle.

Schollenländern, z. B. in dem des Great Basin, sind die verschobenen Streifen oft samt und sonders schief gestellt. Allfällige Deckhorste haben dann keinen tafel-, sondern einen keilförmigen Querschnitt. Eine Stauungserscheinung ist

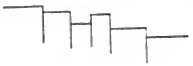


Fig. 174. Ordnungswidriges Absitzen einer Bruchstaffel.

wohl auch das an Bruchrändern so oft zu beobachtende ordnungswidrige Absitzen der einen oder der andern Staffel, die entweder zu viel oder zu wenig verworfen wurde und daher den regelmäßigen Treppenbau als sekundärer Graben oder als sekundärer Horst unterbricht.

Die Bruchränder der oberrheinischen Horste gegen den Graben hielt man früher allgemein für senkrechte oder abwärts konvergierende Spalten. Andreae war der erste, der auf Grund von Beobachtungen und von theoretischen Erwägungen eine Divergenz der Spalten annahm; und in jüngster Zeit fand Klemm diese Annahme am Rande des Odenwaldes längs der Grenze zwischen dem Granit und dem verworfenen Buntsandstein bestätigt.

Digitized by Google

Salomon, der in dem kleinen Graben von Eberbach unterm Katzenbuckel zu demselben Ergebnis gekommen war, verallgemeinerte die einschlägigen Erfahrungen und faßte den Rheingraben als einen von den Horsten links

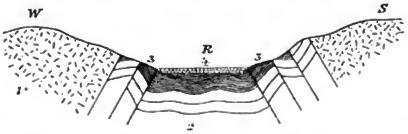


Fig. 175. Schematischer Querschnitt des Rheingrabens (*R*). 1 das Grundgebirge des Wasgaues und Schwarzwaldes (*W* und *S*), 2 Trias, 3 Jura, 4 Tertiär und Quartär.

und rechts überschobenen und verdrückten Keil auf. Sowohl die Hebung der Horste als auch die Senkung des Grabens soll durch horizontalen Druck, durch dieselbe Stauung, die nachgiebigere Rindenstücke in Falten legt, verursacht worden sein.[1]) Es wird sich jedoch zeigen, daß der Bau der Horste nicht auf eine mittelbare Hebung durch Seitendruck, sondern auf einen unmittelbaren, radialen Auftrieb hinweist. Im Graben aber ist die Stauung nicht zu verkennen und infolge der durch sie bewirkten Raumverminderung konnte sowohl die Verwerfung des Grabens als auch die Aufschiebung der Horste an senkrechten, ja sogar an abwärts konvergierenden Brüchen ebensogut wie an divergierenden erfolgen. Man wird daher die Annahme, daß die rheinischen Grundhorste gehoben wurden, durchaus nicht fallen zu lassen haben, wenn sich herausstellen sollte, daß die Randspalten des Grabens nur streckenweise unter die Horste einfallen.

Die Frage, in welchem Sinne die Verschiebungen der Schollenländer vor sich gingen, ob die Horste durch eigene Hebung (Lapparent) oder nur durch die Senkung ihrer Umgebung hervortraten (Suess), ist noch immer strittig. Vermutlich liegt die Wahrheit in der Mitte: die Horste steigen, während die Bruchfelder und Gräben sinken; die einen haben schwellende, die anderen weichende Unterlagen. Bevor die Zerlegung in Horste und Bruchfelder eintrat, hat wohl in den meisten Schollenländern eine allgemeine Hebung stattgefunden. Für diese Annahme spricht die starke Abtragung und die noch immer bedeutende Meereshöhe der Bruchfelder. Selbstverständlich sind solche allgemeine Hebungen den epeirogenetischen Störungen an die Seite zu stellen. Die von Suess vertretene Ansicht, daß alle Vertikalverschiebungen auf Senkungen hinauslaufen, ist nicht mehr zu halten. Sowohl seismische Dislokationen als auch die flache, schildförmige Verbiegung von Fennoskandia und der periklinale Bau der Black Hills und ähnlicher Schwellen weisen auf Hebungen durch radialen Auftrieb hin. Wenn uns die Ursache eines Vorganges dunkel ist, so liegt darin noch kein zureichender Grund, den Vorgang selbst anzufechten.

Bisweilen läßt sich aus den Umständen der Störung entnehmen, ob Hebungen oder Senkungen den Ausschlag geben. Wenn innerhalb einer

[1]) Salomon, Über die Stauung der Randspalten des Eberbacher und des Rheintalgrabens. Zeitschr. d. geol. Ges. 1903, 3. H.

Digitized by Google

ausgedehnten flachen Tafel eine verhältnismäßig kleine Scholle einen Horst oder einen Graben bildet, wird man immer voraussetzen, daß die kleine Scholle verschoben wurde, während ihre Umgebung keine oder doch nur eine sehr geringfügige Störung erlitt. So war in Ostafrika jedenfalls die Verwerfung der Gräben und in der Tafel von Wyoming und Dakota die Hebung der Black Hills der entscheidende und gestaltende Vorgang. Dasselbe gilt vom Coloradoplateau. Hier wird man obendrein durch die Höhenlage der marinen Kreideschichten vor die Wahl gestellt, entweder eine Hebung der Coloradoscholle um mehrere Kilometer oder eine Senkung des gesamten Weltmeeres in demselben Ausmaße anzunehmen. In Schollenländern, wie dem von West- und Mitteleuropa, liegt es nahe, sich an den Umriß der Horste und Bruchfelder zu halten. Wenn Hebungen den Ausschlag gaben, sollten die Horste nach dem Muster der Black Hills automorph und die mesozoischen Bruchfelder xenomorph sein, d. h. die Brüche und Flexuren

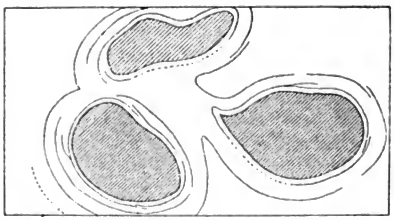


Fig. 176. Automorphe Horste und xenomorphe Zwischenfelder. (Brüche ausgezogen, Flexuren gestrichelt, Grundgebirge schraffiert.)

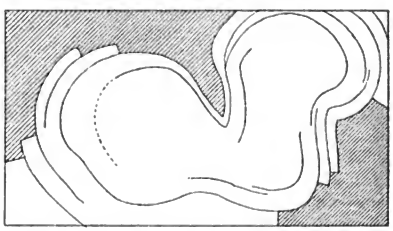


Fig. 177. Automorphe Felder zwischen xenomorphen Horsten.

sollten die Horste umkreisen und nur mittelbar die Umrisse der mesozoischen Schollen bestimmen. Spielten dagegen Senkungen die Hauptrolle, dann wäre zu erwarten, daß die Brüche die einzelnen Senkungsfelder umkreisten und daß die Horste durchaus xenomorph die Zwischenräume der verworfenen Schollen einnähmen — etwa so wie der xenomorphe Quarz im Granit zwischen den automorphen Feldspatkristallen auftritt.

Digitized by Google

Vergleicht man dieses Schema mit dem groben, regellosen Pflaster von Grundhorsten und Schichtentafeln zwischen der Bretagne und Böhmen, so erweist sich unter den mesozoischen Tafeln nur die von Nordfrankreich im Rahmen des Niederrheinischen Schiefergebirges, der Hardt, des Wasgaues, des Zentralplateaus und der Bretagne als automorph. Dabei ist aber der Verlauf der peripherischen Störungslinien bei weitem nicht so regelmäßig wie in dem Schema der Fig. 177. Im übrigen könnten nur die Kölner und Münsterer Tieflandsbucht und die Südhälfte des Thüringer Triasbeckens als automorph gelten. Die schwäbisch-fränkische Scholle ist xenomorph, denn auf der einen Seite umgürtet ihr aufgebogener Rand ganz regelmäßig den Schwarzwald- und den Odenwaldhorst und auf der andern umkreisen die Randbrüche nicht den Frankenjura, sondern den südlichen Teil des böhmischen Massivs. Daß die rheinischen Horste automorph sind, würde noch viel deutlicher hervortreten, wenn der störende Grabenbruch nicht stattgefunden hätte. Sieht man von diesem ab, so vereinigen sich Schwarzwald und Wasgau zu einer flachen Kuppel, die ganz und gar den Black Hills entspricht.[1]) Die verbogene Abtragfläche des Grundgebirges und der darauf liegende Buntsandstein fallen nicht nur gegen West und Ost, sondern auch gegen Süd und Nord periklinal ein. Auch der Horst Odenwald-Spessart ist eine solche Schwelle und im Kraichgau liegt die nordwärts zum Odenwald und südwärts zum Schwarzwald aufgebogene Trias so tief, daß der Muschelkalk der Abtragung entging. Seltsam verhält sich das böhmische Massiv. Es ist durchweg automorph — die doppelte Knickung des Umrisses in der Oberpfalz rührt daher, daß mehrere parallele Randbrüche durchstreichen und daß die Hauptverschiebung von einem zum andern übersprang — nur der nordwestliche, in den Thüringer Wald auslaufende Sporn erscheint als ein xenomorpher, zwischen den Rändern des Thüringer und des hessischen Bruchfeldes ausgesparter Horst. Dagegen ist der Harz wieder automorph.

Das west- und mitteleuropäische Schollenland entspricht also weder dem einen noch dem andern Schema. Es gibt automorphe und es gibt xenomorphe Horste und von den Senkungsfeldern gilt dasselbe. So sprechen denn die morphologischen Verhältnisse ebenso wie theoretische Erwägungen dafür, daß die Hebung der Horste und die Senkung der Zwischenschollen gleichzeitig und gleichwertig waren und daß sich auch die rätselhaften, zu Verwerfungen und Aufschiebungen führenden Vorgänge der Tiefe ausgleichen mögen. Die Störungen sind noch immer nicht abgeschlossen. Wenn die Horste seit der Tertiärzeit nicht mehr gestiegen wären, könnten sich ihre Täler nicht in einem so unfertigen, durch enge Profile und durch Gefällsbrüche gekennzeichneten Zustande befinden. Die Donauengen auf der Strecke Passau—Krems, der Rheinlauf unterhalb Bingen, die prachtvollen Stromschnellen der Moldau bei Stěchowitz und viele ähnliche Fälle weisen unter allen Umständen auf junge Hebungen hin.

Die Annahme, daß in den Schollenländern Verwerfungen und Aufschiebungen Hand in Hand gehen, wird an manchen Meeresküsten bestätigt.

[1]) Da der Rheingraben einen Einbruch in der Kuppel bedeutet, muß er jünger sein als diese.

Digitized by Google

Die Nebenmeere, vor allem die tiefen Becken der Mittelmeere, gelten allgemein als Einbrüche. Nachgewiesen ist diese Entstehungsart im Mittelländischen und im Roten Meere. Der Graben des Roten Meeres bildete sich erst in der jüngsten Tertiärzeit und vertiefte sich vermutlich noch in der Quartärzeit. An den Grabenrändern aber kommen spätpliozäne oder diluviale Korallenriffe bis zu einer Meereshöhe von 300 *m* vor. Die Senkung des Grabens und die Hebung der anstoßenden Schollen müssen also gleichzeitig erfolgt sein. Das Mittelländische Meer ist in Schollen- und Faltenland eingesenkt und wird daher erst nach der Darstellung der Faltengebirge zu besprechen sein. Hier genügt die Angabe, daß am Ende der Tertiärzeit ausgedehnte Meeresteile im Süden und die ganze Ägäis dem Festlande angehörten, während umgekehrt der größte Teil der Apenninhalbinsel Meeresboden war und mit mächtigen pliozänen Sedimenten bedeckt wurde. Als dann in der Diluvialzeit das Mittelmeer durch Einbrüche seine gegenwärtige Ausdehnung und Tiefe erhielt, traten in seinem Bereiche auch sehr bedeutende Hebungen ein. Die Apenninhalbinsel tauchte auf und die Pliozänschichten gerieten hier auf dem kalabrischen Aspromonte bis in eine Meereshöhe von 1300 *m*. Da es sich um ein Faltengebirge handelt, glaubte Suess die Hebung auf ein nachtertiäres Wiederaufleben des gebirgbildenden Druckes zurückführen zu dürfen. Das Pliozän kommt aber nicht nur in Italien und auf Morea (bis 500 *m*), sondern auch in dem Schollenlande von Syrien vor, wo es von Diener in der Palmyrenischen Wüste in der Höhe von 650 *m* angetroffen wurde.

Der treppenförmige Anstieg eines Schollenlandes aus einem marinen Bruchfelde, der sich in den Staffelbrüchen des Westrandes von Syrien so deutlich ausprägt (Fig. 170), kehrt auf der pazifischen Seite Asiens in riesenhaften und dabei morphologisch sehr merkwürdigen Verhältnissen wieder. Das hat Richthofen jüngst in den „Geomorphologischen Studien aus Ostasien" a. a. O. auf Grund seiner eigenen Forschungen sowie der Aufnahmen russischer und japanischer Geologen dargetan. Ostasien besteht vom Eismeere bis zum Tsinlingschan aus einem uralten, wiederholt gefalteten und wieder abgetragenen Grundgebirge, auf dessen Rumpffläche sich eine mächtige Decke paläozoischer Sedimente ausbreitet. Spätpaläozoische und mesozoische Schichten blieben nur ausnahmsweise erhalten, gewinnen aber südlich vom Tsinlingschan eine weite Verbreitung und wurden hier auch durchweg in ostnordöstlich streichende Falten gelegt. Durch dieses Faltenland geht ebenso wie durch das Schollenland jenseits des Tsinlingschan ohne Rücksicht auf den Gebirgsbau von der Nordgrenze Tongkings bis zur Tschuktschenhalbinsel, also rund 7000 *km* weit, eine Reihe bogenförmig verlaufender Bruchzonen, die sich mit gekreuzten Enden aneinander ketten. Die Reihe beginnt mit dem Nordstanowoibogen und streicht über den Südstanowoi-, Khingan-, Taihangschan-, Honan- und Kweibogen bis zum Yünnanbogen. Alle diese Bögen sind gegen Südost konvex und stellen Staffelbrüche und Flexuren dar, deren Nordwestflügel hoch und deren Südostflügel tief liegt. Die Sprunghöhe der Verschiebung erreicht 2000 *m* und der Bruchrand ist zwar stark abgeschrägt und verwischt, bildet aber noch immer eine so auffällige Landstaffel, daß man sein Alter nicht hinter den Ausgang der Tertiärzeit zurück-

Digitized by Google

schieben darf. Der Beginn der Störung mag viel früher anzusetzen sein. Die Krümmung der einzelnen Bruchzonen ist nicht kreisförmig. Jeder Bogen setzt sich aus zwei ziemlich gestreckten, durch ein scharf gekrümmtes Mittelstück verbundenen Segmenten zusammen. Das eine ist meridional und zeigt nicht die geringste Abhängigkeit vom Gebirgsbaue; das andere, kürzere, folgt dem ostnordöstlichen Schichtstreichen des alten Grundgebirges und erweist sich demnach als abgelenkt. In diesen streichenden Abschnitten gehen die Brüche manchmal in Flexuren über. Die vertikalen Verschiebungen erfolgten überall unter starker horizontaler Stauung. Das ergibt sich aus Richthofens eigenen Profilen und ist Richthofens jüngster Darstellung gegenüber festzuhalten.[1])

Der Bogenreihe des Binnenlandes liegt die Reihe der Küstenbögen und endlich die Reihe der Inselbögen vor. Auch hier sind alle Bögen seewärts konvex, unabhängig vom Schichtenbau und trotz mariner Ingressionen deutlich verkettet. Die Übereinstimmung geht so weit, daß — nachdem Richthofen einmal den Zusammenhang der Einzelheiten erfaßt hat — wohl niemand mehr an der gleichartigen Entstehung der drei großen Bogenreihen zweifeln wird. Der asiatische Kontinent steigt mit drei Riesenstufen aus der Tiefe des pazifischen Beckens auf und verhält sich zu diesem wie ein Horst zum Senkungsfeld. Aber die drei Bruchstaffeln sind nicht, wie Richthofen im Sinne von Suess annimmt, durch eine mit dem Absinken des Meeresbodens verbundene Zerrung angelegt worden. Ihr Bau weist vielmehr auf einen Seitendruck hin. Die durch Vorgänge der Tiefe bewirkte Verschiebung, die Ostasien steigen und den Grund des Stillen Ozeans sinken ließ und noch immer sinken läßt, ging unter Stauung vor sich.

3. Die Gebirgsbildung durch Faltung.

Beaumont, Sur le Système des Montagnes. 3 Bde. 1852.
Dana, On some Results of the Earths Contraction from Cooling. Amer. Journ. 1873.
Suess, Die Entstehung der Alpen. 1875. Das Antlitz der Erde, seit 1883 3 Bde.
Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878.
Suess, Über unterbrochene Gebirgsfaltung. Sitzungsber. der Wiener Akad. 1886.
Bertrand, Ilôt triasique du Beausset. Bull. Soc. Géol. 1887. Vgl. auch B. des Services de la Carte Géol. de la France Nr. 68, 1898.
Bittner, Über einige geotektonische Begriffe und deren Anwendung. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1888. Vgl. auch 1881, S. 370, 1887, S. 412, und Verhandl. 1890, S. 141.
Lapworth, On the NW-Highlands of Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc., 1888. Dazu Penck, Geophysik. Probleme aus NW-Schottland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1897.
Margerie et Schrader, Aperçu de la Structure géol. des Pyrénées. Ann. Club Alpin Français. 1891.
Willis, The Mechanics of the Appalachian Structure. Rep. U. S. Geol. Surv. 91—92.
Frech, Die Tribulaungruppe am Brenner. Richthofen-Festschrift. 1893.
Frech, Die Karnischen Alpen, 1894.
Rothpletz, Ein Querschnitt durch die östlichen Alpen. 1894.
Rothpletz, Geotektonische Probleme. 1894.
Löwl, Einige Bemerkungen zu Pencks Morphologie. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1894.
Van Hise, Estimates and Causes of Crustal Shortening. Journ. of. Geol. Chicago. 1898.

[1]) Vgl. oben das Profil des Taihangschanbogens aus Südshansi (Fig. 169).

Digitized by Google

Schardt, Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizer Alpen. Eclogae Geol. Helvet. 1898.
Haug, Les regions dites exotiques du versant N des Alpes Suisses. Bull. Soc. Sc. nat. Lausanne 1899.
Haug, Les Géosynclinaux et les Aires Continentales. B. Soc. Geol. de France 1900.
Lugeon, Les grandes Nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. B. Soc. Geol. de France. 1901.
Keidel, Zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse in den Freiburger Alpen. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 1902.
Termier, Quatre Coupes à travers les Alpes Franco-Italiennes. B. Soc. Geol. de France. 1902.
Wähner, Das Sonnwendgebirge im Unterinnta . I. Bd. 1903.
Diener, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. 1903.
Uhlig, Bau und Bild der Karpaten. 1903.
Livret-Guide du Congrès Geol. Internat. 1894 (Jura und Alpen der Schweiz), 1900 (Franz. Alpen), 1903 (Ostalpen und Karpaten).
Compte Rendu du Congrès Geol. Internat. 1903. Vorträge von Kilian, Törnebohm, Willis u. a. über die großen Überschiebungen in den Westalpen, in Skandinavien und in den Appalachen. Wien 1904.

Weitaus der größte Teil der Erdfeste ist Schollenland und weist daher nur dort faltig zusammengeschobene Schichten auf, wo infolge bedeutender Hebungen das flache Schichtendach abgetragen und das gestörte Grundgebirge entblößt wurde. Auch die Meeresräume sind, wie ihre Bodenformen dartun, samt und sonders Gebiete vertikaler Verschiebung. Faltend wirkte die Stauung in der Erdrinde, wenn man von einigen örtlich beschränkten Ausnahmen absieht, seit dem Ende der paläozoischen Ära nur am pazifischen Rande Amerikas und im Antillenbogen sowie in der langen Reihe bogenförmig angelegter Kettengebirge, die sich vom Atlas, von der Sierra Nevada und den Pyrenäen durch das südliche Europa, durch die Gebirgszüge Vorderasiens, den Himalaja und die hinterindischen Ketten bis zum Sundabogen erstrecken und weiterhin vermutlich noch über Neukaledonien mit den Neuseeländer Alpen zusammenhängen. Diese beiden Kettengebirgszonen der Alten und der Neuen Welt sind Faltenzüge. Ihre Struktur wird in der Hauptsache durch die faltige Verbiegung der Schichten bestimmt. Darum pflegt man auch vorauszusetzen, daß die einzelnen Gebirge so wie sie uns — von der erosiven Skulptur abgesehen — jetzt erscheinen, durch Faltung entstanden. Doch je tiefer die Forschung in die Bildungsgeschichte der Kettengebirge eindringt, desto deutlicher stellt sich heraus, daß die Störungen, von denen die Schichtstellung der aufgetriebenen Rindenstreifen herrührt, älter sind als die Auftreibung der gegenwärtigen Gebirge. Die Gebirge, die durch jene Störungen aufgefaltet wurden, sind längst wieder verebnet worden; und daß sich dieselben Rindenstreifen in der jüngeren und jüngsten Tertiärzeit neuerdings zu Gebirgen erhoben, ist posthumen Störungen zuzuschreiben. Die Art dieser Störungen ist nicht immer dieselbe wie die der älteren Dislokationen. In manchen Fällen läßt sich nachweisen, daß statt der Auffaltung ein horstartiger Auftrieb erfolgte.

Einfache Stauwirkungen.

Ein Schulbeispiel der Faltung ist der Schweizer Jura. Er zeigt in den tiefsten Aufschlüssen die mitteleuropäische Trias und den Lias,

Digitized by Google

darüber in weitester Verbreitung die Kalke und Mergel der mittleren und oberen Jurastufen, dann nach einer festländischen Unterbrechung die untere Kreide — auf den südwestlichen Jura beschränkt — und schließlich das Tertiär, das mit limnischen eozänen Sanden und Bohnerzen beginnt, hauptsächlich aber aus marinem und limnischem Miozän, der Molasse, besteht.[1]) Unter dem Eozän und auch zwischen den einzelnen Tertiärstufen kommen stellenweise unauffällige Diskordanzen vor, die auf schwache ältere Störungen schließen lassen. Die Hauptfaltung aber, von der der Schichtenbau des ganzen Gebirges herrührt, trat erst nach der Ablagerung der miozänen Molasse ein. Wie die Jurascholle dabei verbogen wurde, zeigt das Profil vom Weißenstein bei Solothurn bis zum Blauen südlich von Basel (Fig. 178, S. 166). Längs acht Linien, die zumeist mit den Firsten der ONO. streichenden Kämme zusammenfallen, wurden die Schichten hier sattelförmig aufgewölbt; und zwischen den Sätteln oder Antiklinalen sinken sie in Mulden oder Synklinalen ein. Die Seiten der Antiklinal- und der Synklinalfalten heißen Schenkel. Die Krümmung, in der die beiden Schenkel einer Antiklinale zusammentreffen, ist die Gewölbebiegung und die Vereinigung der beiden Muldenschenkel die Muldenbiegung. Das Innere der Antiklinalen und der Synklinalen ist der Gewölbe- und der Muldenkern. Aus dem Profil ergibt sich ohne weiteres, daß im Gewölbekern die ältesten und im Muldenkern die jüngsten Schichten zu suchen sind. Wo ein Gewölbekern durch die Abtragung der Gewölbebiegung aufgeschlossen und ein „Luftsattel" wie der Weißenstein hergestellt wurde, dort kommen die tiefsten Lagen — im Schweizer Jura Lias und Trias — zum Vorschein.

Sättel, deren Symmetrieebene (Axialebene oder kurzweg Achse) senkrecht steht, heißen aufrechte Falten (Weißenstein, Graitery, Raimeux). Der Blauensattel, dessen Achse südwärts einfällt, ist eine schiefe Falte. Wird aber der steile Schenkel sogar widersinnig wie in der Paßwangantiklinale (bei 3), so spricht man von einer überkippten oder überschlagenen, in extremen Fällen von einer liegenden Falte. (Vgl. Fig. 194.) Die Mulde, die vor einem überschlagenen Sattel liegt, erscheint überfaltet. Die einzelnen Faltenschenkel stehen dann nicht neben-, sondern liegen übereinander. Man unterscheidet mit Heim von oben nach unten 1. den normalen Gewölbeschenkel oder das Dach; 2. den widersinnigen Mittelschenkel, der aus einem Sattel- und einem Muldenschenkel besteht und durch die Umkehr der Schichtfolge gekennzeichnet wird; 3. den normalen Muldenschenkel.

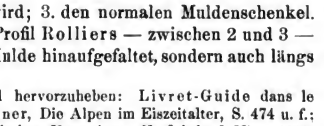


Fig. 180. Liegende Falte. *aa'* Gewölbeschenkel, *bb'* Mittelschenkel, *cc'* Muldenschenkel.

Der Paßwangsattel ist nach dem Profil Rolliers — zwischen 2 und 3 — nicht einfach auf die im N. anstoßende Mulde hinaufgefaltet, sondern auch längs

[1]) Aus der reichen Juraliteratur sind hervorzuheben: Livret-Guide dans le Jura et les Alpes, 1894; Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 474 u. f.; Mühlberg, Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura, N. Jahrb. f. Min., 1903, Beil. B. XVII; Rollier, Le plissement du Jura, Annal. de Géogr., 1903; Machaček, Der Schweizer Jura. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 150, 1905.

Digitized by Google

Fig. 178. Profil durch den Berner Jura nach Rollier. *a* obere Trias, *b* Lias, *c* Dogger, *d* Malm, *e* Tertiär. 1 Blauen, 2 Erschwyl, 3 Schönenberg (Raimeux-Kette), 4 Probstberg (Graitery-Kette), 5 Balstal, 6 Röthifluh (Weißenstein-Kette).

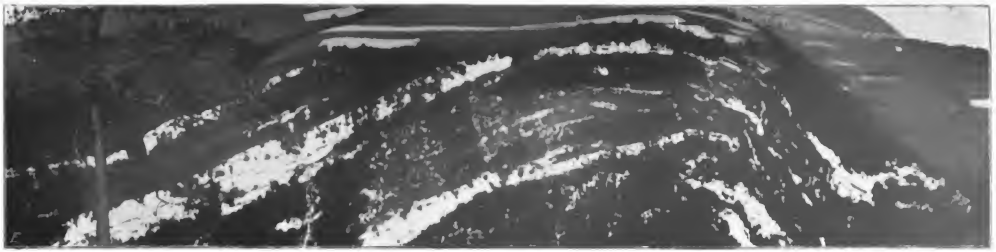


Fig. 179. Schichtensattel in der Cluse von Valorbes, nach Robin.

Fig. 181. Profil durch den südlichen Jura nach Schardt. *a* obere Trias, *b* Lias, *c* Dogger, *d* Malm, *e* Kreide, *f* Tertiär. 1 Tal von Montréal, 2 Mont de Marnand, 3 Sémine, 4 Valserine, 5 Reculetkette.

Fig. 182. Profil durch den östlichen Jura nach Mühlberg. *a* obere Trias, *b*—*d* Jura, *e* Tertiär. 1 Paßwang-Sattel, 2 Mümliswil, 3 Farisberg, 4 Roggenfluh.

Digitized by Google

einer südwärts geneigten Bruchfläche auf sie hinaufgeschoben worden. Die bruchlose, faltige Schichtenverbiegung artet hier in eine brüchige Verschiebung aus, die jedoch im Gegensatze zu den vertikalen Dislokationen der Schollenländer nicht von einem radialen Auftriebe, sondern, wie schon die Lage der Bruchfläche erkennen läßt, von dem faltenden Seitendrucke herrührt. Man nennt solche Störungen Übersprünge oder Überschiebungen. Heim bezeichnete sie als Faltenverwerfungen und Suess entlehnte der Bergmannssprache den Ausdruck Wechsel. In dem Juraprofile, das Schardt im S. in der Breite von Genf aufnahm, gehören die Wechsel zu den wesentlichen Zügen des Gebirgsbaues. In drei Fällen ist die Überschiebung gegen O. und nur auf dem Reculetkamme ist sie gegen W. gerichtet (Fig. 181). Ihre Ursache kann nicht in einem Übermaß der Faltung — der Doppelsattel des Reculet steht ja fast aufrecht — sondern nur in der Sprödigkeit der Jurakalke liegen. Das zeigt sich am besten auf dem wenig gestörten M. de Marnand, wo zwei schwache Kniefalten zu Übersprüngen führten. Viel reicher an solchen Dislokationen und überhaupt viel verwickelter gebaut als der südliche und mittlere Jura ist das schmale Nordostende des Gebirges. Hier hat Mühlberg durch die sorgfältigsten Untersuchungen nachgewiesen, daß der ganze Faltenzug durch sanft gegen Süd geneigte Wechselflächen in Streifen zerlegt wurde, die sich nordwärts aufeinander hinaufschoben. Die einzelnen Schüblinge liegen jetzt wie Dachziegel übereinander und bedingen dadurch ein Lagerungsverhältnis, für das Suess die treffende Bezeichnung Schuppenstruktur vorschlug (Fig. 184). In dem Profil Fig. 182 galten Roggenfluh, Farisberg und Paßwang früher als einfache, normale Sättel. Erst Mühlberg erkannte, daß Roggenfluh und Farisberg keine bodenständigen Falten, sondern wurzellose Schüblinge sind und daß auch der Nordrand des Paßwangluftsattels von seiner Unterlage durch eine wagerechte Wechselfläche getrennt wird. Der Hauptwechsel stellt sich aber erst am Nordrande des Gebirges ein, wo der Faltenjura den zum Schwarzwaldhorst ansteigenden, von Brüchen durchzogenen Schollenjura flach überschiebt. Der Vorgang, der zu dieser tektonischen Verdopplung der Schichtenreihe führte, wird erst dann verständlich, wenn man sich die der Beobachtung entzogenen Störungen in der Unterlage des Jurarandes vergegenwärtigt. Die Überlagerung des Schollenjura durch den Faltenjura drückt eine meridionale Raumverminderung im Betrage von mehreren Kilometern aus. Die horizontale Stauung, die diese Raumverminderung in der obersten Lage durch einen flachen Übersprung bewirkte, muß in den tieferen Schichtenreihen dasselbe Ziel durch eine starke und gedrängte Faltung erreicht haben: Die Unterlage des Faltenjura wurde durch den vordringenden Rand des Schollenjura zusammengeschoben und verdrückt. Der Terminus Überschiebung ist also durchaus nicht geeignet, das Verständnis des Vorganges zu erleichtern. In Wirklichkeit wurde nicht der Schollenjura vom Faltenjura überschoben, sondern der Faltenjura vom Schollenjura unterfahren und abgeschürft.

Auf Wechselflächen stellen sich oft Reibungsbreccien ein, die durch sekretionäre Verfestigung aus den losgerissenen und zerriebenen Trümmern der aneinander verschobenen Gesteine hervorgingen. Es gibt aber auch glatte Schubflächen, denen jede breccióse Einlage fehlt.

Digitized by Google

Übersprünge bilden sich im allgemeinen um so leichter und häufiger, je spröder die der Faltung ausgesetzten Gesteine sind. Eine andere Art von Wechseln aber ist, wie Heim gezeigt hat, an liegende Falten gebunden,

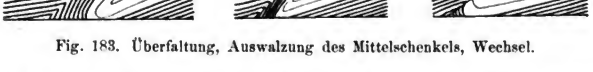


Fig. 183. Überfaltung, Auswalzung des Mittelschenkels, Wechsel.

deren Mittelschenkel durch den starken Druck gestreckt und ausgewalzt wurde. Die Streckung wird durch die Abnahme der Mächtigkeit und durch das Auskeilen ganzer Schichtenreihen dargetan. Reißt der ausgewalzte Mittelschenkel, so wird der Sattel längs einer sanft oder doch nur unter mittleren Winkeln ansteigenden Bruchfläche auf den vorliegenden Sattel hinaufgeschoben. Nicht selten tritt die Störung aber auch in einem unveränderten Mittelschenkel oder längs der Achse des Sattels auf. Die Hauptsache ist, daß der Gewölbeschenkel unmittelbar auf den normalen Muldenschenkel zu liegen kommt und der inverse Mittelschenkel verschwindet.

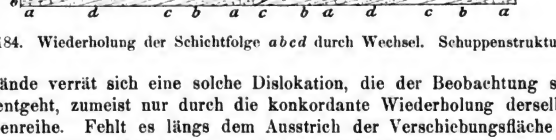


Fig. 184. Wiederholung der Schichtfolge *abcd* durch Wechsel. Schuppenstruktur.

Im Gelände verrät sich eine solche Dislokation, die der Beobachtung sehr leicht entgeht, zumeist nur durch die konkordante Wiederholung derselben Schichtenreihe. Fehlt es längs dem Ausstrich der Verschiebungsfläche an guten Aufschlüssen, dann läßt sich nur nach dem Bau des ganzen Gebietes mit größerer oder geringerer Wahrscheinlichkeit entscheiden, ob die Schichtenreihe durch eine normale Verwerfung oder durch einen Wechsel verdoppelt wurde. Da Dislokationen dieser Art nur in sehr stark gefalteten Gebirgen wie den Alpen vorkommen und nicht von der Beschaffenheit des Gesteines abhängen, empfiehlt es sich, sie als Faltenverwerfungen von den früher beschriebenen Überschiebungen oder Übersprüngen abzusondern. Der Ausdruck Wechsel, den Suess im weitesten Sinne gebraucht, ließe sich dann zur zusammenfassenden Bezeichnung beider Störungsarten verwenden.

Außer Falten und Übersprüngen weist der Bau des Jura auch noch — freilich nur als unwesentliche Züge — vertikale Bruchflächen auf, und zwar sowohl streichende (wie die Verwerfung im Nordschenkel der Paßwangmulde, Fig. 182) als auch transversale. Die Querbrüche wurden entweder gleichfalls durch Verwerfungen oder durch horizontale Verschiebungen angelegt, die nur davon herrühren können, daß der faltende Seitendruck in benachbarten Profilen ungleichmäßig wirkte. Suess bezeichnete solche Querbrüche mit einem Bergmannsausdrucke als Blätter. In manchen Fällen sind die Falten eines Gebirges längs einem vereinzelten Blatte um mehrere

Digitized by Google

Kilometer verschoben, in anderen setzen die Blätter in großer Zahl und stellenweise in ganz kurzen Abständen auf und lassen insgesamt nur geringfügige Verschiebungen erkennen. Wie die echten Brüche in Flexuren, so gehen die Blätter in horizontale Verbiegungen der Faltenzüge, in Sigmoiden (Suess) über.

Die Fig. 185, die den Verlauf der Antiklinalen des östlichen Jura im Grundriß wiedergibt, läßt mehr als eine scharfe Sigmoide erkennen. Es herrscht auch kein strenger Parallelismus unter den Sattellinien. Am ehesten wird man noch an die Falten eines zusammengeschobenen Tischtuches erinnert. Im einzelnen zeigt sich, daß die Antiklinalen nach einer kürzeren oder längeren Erstreckung zu Ende gehen, daß in ihrer Verlängerung oder auch mit übergreifenden Enden neue auftauchen und daß sich die Falten sehr oft gabeln. Es gibt Sättel, die sich schon nach 10—20 *km* glätten. Unter den Hauptfalten dagegen erreichen einige 100 *km*. Keine aber durchzieht den Jura in seiner ganzen Länge von 330 *km*.

Der Grundriß und der Aufriß der langgestreckten, schmächtigen, annähernd parallelen, bald aufrechten, bald überkippten Sättel weisen übereinstimmend darauf hin — und die flachen Übersprünge beseitigen den letzten Zweifel — daß die Jurafaltung nicht von strichweise wirkenden radialen Hebungen, sondern von einem einheitlichen Seitendrucke herrührt. Der Faltenjura wurde zwischen dem ungefalteten, also weniger nachgiebigen Schollenjura im Nordwesten und dem ebenso starren Molasseland im Südosten wie zwischen den Kiefern eines Schraubstockes zusammengedrückt und verbogen. Denkt man sich den Faltenwurf wieder geglättet, also die einer bestimmten Schicht folgende Leitlinie eines Profils zur Geraden ausgezogen, so gibt das Verhältnis der Profillänge zur Länge dieser Geraden den Betrag des Zusammenschubes an. Nach Heim ist dieses Verhältnis im südlichen Jura 17 : 22, im mittleren 24 : 29 und im östlichen 7 : 12. Aus dem Verlaufe der Falten ergibt sich noch, daß der Jura außer der transversalen auch eine streichende Stauung erlitt. Die Sattellinien sind nirgends straff ausgezogen, sondern bogenförmig gekrümmt, und die Art der Verbiegung weist nur ausnahmsweise auf den Ansatz zu einer Blattverschiebung, in der Regel aber auf eine Stauung im Streichen hin. (Fig. 185.)

Der Jura beginnt im Süden bei Chambéry, wo die alpinen Falten der Grand Chartreuse, die er fortsetzt, verflachen. Sein nordöstliches Ende ist der überkippte Lägernsattel im Osten der Limmatmündung. Der gegen Nordwest gekrümmte Gebirgsbogen, der von Chambéry weg sehr rasch, von der Lägern aber nur langsam in die Breite geht, ist hauptsächlich an den beiden Rändern gefaltet und von Ketten durchzogen. Im Innern breitet sich eine Tafellandschaft aus. Die Schichten sind aber — bis auf einige schwach dislozierte Schollen — auch hier gefaltet, und der Mitteljura erscheint nur deshalb als Plateau, weil seine antiklinalen Ketten nach der Miozänzeit abgeräumt und verebnet wurden. Die Abtragfläche geht jedoch, wie Brückner a. a. O. nachgewiesen hat, auch über den randlichen Kettenjura hinweg. Der ganze Jura war in der jüngeren Pliozänzeit eine Verebnung. Der gegenwärtige Jura ist also nicht ein Werk jener Faltung, von der sein Schichtenbau herrührt. Er wurde vielmehr erst am Ausgange der

Digitized by Google

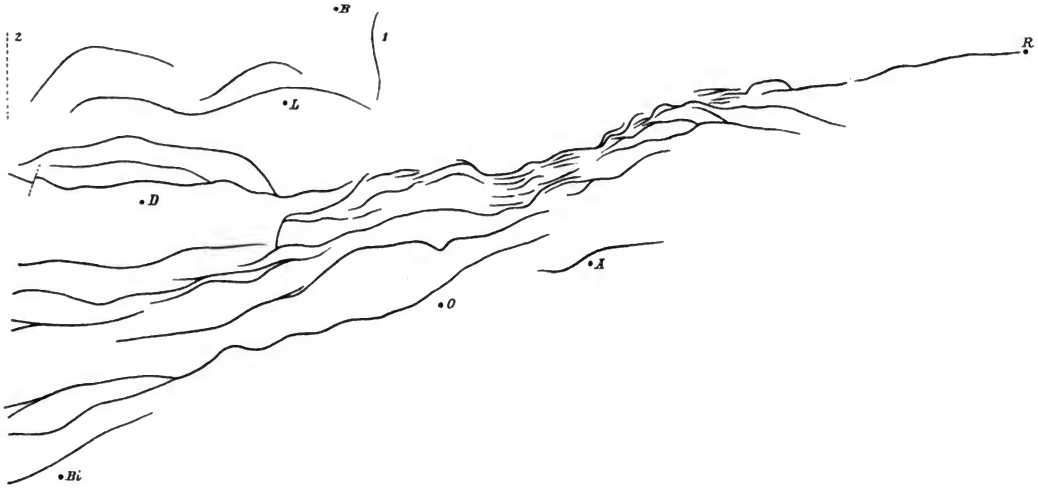


Fig. 185. Übersicht der Falten (Sattelachsen) des östlichen Jura. 1 östlicher, 2 vermuteter westlicher Rand des Rheingrabens. *B* Basel, *L* Laufen, *D* Delsberg, *Bi* Biel, *O* Önsingen, *A* Aarburg, *R* Regensberg. 1 : 500000. Nach Mühlberg.

Digitized by Google

Pliozänzeit durch eine neuerliche Stauung, durch eine faltige Verbiegung der pliozänen Abtragfläche angelegt. Diese Verbiegung war sehr schwach und brachte im Innern des Jurabogens nur eine allgemeine, plateauartige Erhebung zustande; an den Rändern aber reichte sie zur Aufwölbung des Kettenjura hin. Auf den Scheiteln der höheren Rücken wurde die gestörte Abtragfläche durch die Erosion bis zur Unkenntlichkeit entstellt; dagegen blieb sie, wie die Fig. 178 zeigt, auf niedrigeren Bodenwellen ebenso wie im plateauartigen Mitteljura sehr gut erhalten. — Das Ergebnis von Brückners Untersuchungen ist ungemein wichtig. Es bestätigt in einem Falle, der bisher allgemein als Schulbeispiel der Abhängigkeit der Gebirgsform vom Gebirgsbaue galt, die Lehre Davis' vom Peneplain und seiner zyklischen Umbildung. (Vgl. den Abschnitt über Talerosion.) Der große Fortschritt, der Davis zu danken ist, liegt hauptsächlich darin, daß die anachronistische Ableitung der gegenwärtigen Gebirge aus den alten Störungen, die den Schichtenbau veranlaßten, als fehlerhaft erkannt wurde. Die Abtragung und Verebnung, die Davis zwischen die älteren Rindenbewegungen und die heutige Landskulptur einschob, und die nachträgliche Hebung und Zertalung der Abtragfläche erklärt so manche rätselhafte Diskordanz zwischen Bodenform und Schichtenbau. Man darf jetzt schon sagen, daß das Alter der Gebirge bisher überschätzt wurde, und daß Dislokationen, die tief in die Tertiärzeit oder gar in die Kreidezeit zurückreichen, an der Bildung des gegenwärtigen Reliefs nicht mehr unmittelbar beteiligt waren. Diese alten Störungen haben morphologisch nur insofern noch etwas zu bedeuten, als der Schichtenbau, der von ihnen herrührt, während einer neuerlichen Landhebung der wiedererwachten Erosion durch das Ausstreichen harter und weicher Gesteinslagen die Wege wies.

Die flachwelligen Verbiegungen, die den verebneten Jura im jüngsten Pliozän wieder auferstehen ließen, hielten sich im Streichen genau an die steileren miozänen Falten. Dieses Aufsuchen alter Richtungen durch neue Störungen ließ sich in allen wiederholt gestauten Faltenzügen nachweisen. Es erfolgt, wie sich in den Alpen und Karpaten zeigen wird, selbst dort, wo von einer Faltung bis zur nächsten eine ganze Reihe geologischer Perioden verging.

Die Bogenform, die den Schweizer Jura und so viele andere Kettengebirge auszeichnet, sowie der Umstand, daß die Falten vorzugsweise gegen den konvexen Rand der Gebirgsbögen überkippt und überschoben sind, führten Suess zu einer Hypothese, die trotz ihrer unzureichenden geologischen Begründung und trotz ihrer Verstöße gegen die Mechanik jahrzehntelang die Lehre von der Gebirgsbildung beherrschte. Nach Suess wurden alle Faltenzüge durch einen einseitigen Druck zusammengeschoben. Sie haben daher eine Vorder- und eine Rückseite. Der Druck ging immer von der Rückseite, nämlich von dem konkaven Rande des Bogens aus, schob die Falten nach außen hin zusammen, ließ sie in dieser Richtung überschlagen, drängte sie aus dem Bildungsraume ihrer Schichten heraus und preßte sie auf der Vorderseite entweder gegen einen stauenden Horst, wie die Ostalpen gegen das böhmische Massiv, oder trieb sie in weit ausgreifendem Bogen über ein flaches Vorland hinweg, wie die Karpaten über die Sudetenscholle

Digitized by Google

und über die russische Tafel. Auf der „Vorderseite" des Jurabogens kommt dieser Auffassung ein von Steinmann hervorgehobenes, merkwürdiges Detail zustatten.[1]) Der Doppelhorst Wasgau-Schwarzwald unterteuft im Süden den Schollenjura, der seinerseits den Faltenjura unterfährt. Dort, wo der Rheingraben den Rand des Faltenjura erreicht, dringen nun die Falten angeblich wie durch ein geöffnetes Tor in das Schollenland hinein und bekunden damit den von Suess angenommenen nordwärts gerichteten Schub. Doch die Angabe Steinmanns bedarf einer schärferen Fassung. Die Randfalte des Jura dringt nicht in den Graben hinein, sondern streicht an seinem Südende vorbei. Die Fig. 185 zeigt, daß der Randfalte im Grabenbruch noch einige kurze Antiklinalen vorgelagert sind, d. h. daß die Bedingungen der Faltung hier weiter gegen Nord reichten als links und rechts neben dem Graben. Dieser Sachverhalt, auf den später in anderem Zusammenhange zurückgekommen werden soll, setzt durchaus keinen einseitigen Schub voraus.

Aber auch die allgemeinen Grundlagen der Schubtheorie sind unhaltbar. Das gilt vor allem von der Bogenform der Gebirge. Wenn der Jurabogen, der längs dem konvexen Rande 380 *km* mißt, durch einseitigen Schub aus der 290 *km* langen Sehne Chambéry-Lägern hervorgegangen wäre, hätte der Jura im Streichen eine Zerrung in dem unmöglichen Verhältnisse 3 : 4 erleiden müssen. In Wirklichkeit bezeugen die Jurafalten durch ihre Mäander eine streichende Stauung und nicht eine Zerrung. Scharf gekrümmte Gebirgsbögen wie der der Karpaten liefern noch schlagendere Beispiele. Der Grund der Bogenform kann nur in den ursprünglichen Grenzen der nachgiebigen, zur Faltung neigenden Rindenstücke liegen. Auch die Richtung, in der die Falten überstürzt und überschoben wurden, ist theoretisch belanglos. Die Falten müssen sich dorthin wenden, wo die Schichten der Rindenstauung am leichtesten ausweichen können. Ungleiche Widerstände aber ergeben sich, worauf schon Heim (a. a. O. I. 233) aufmerksam machte, vorzugsweise daraus, daß die beiden Fußpunkte eines Sattelprofils in verschiedener Höhe liegen. Wenn also die Überfaltungen und Überschiebungen wie im östlichen Jura insgesamt in derselben Richtung erfolgten, so läßt das nur auf eine ursprüngliche oder durch den Beginn der Stauung hervorgerufene Neigung der Schichtentafel in der bevorzugten Richtung schließen. Darum sind auch die Falten und Wechsel in den großen Kettengebirgen zumeist von dem Mittelstreifen weg mehr oder weniger symmetrisch gegen beide Ränder gerichtet. Das gilt von dem Bogen der Westalpen ebenso wie von den Ostalpen und den Pyrenäen. Besonders lehrreich sind in dieser Hinsicht die Westalpen. Der Krümmung zufolge hätte man ihre Vorderseite im Nordwesten zu suchen, der Falten- und Wechselrichtung nach ist jedoch sowohl der konvexe französische als auch der konkave italienische Rand eine „Vorderseite". Im schroffsten Widerspruche zur Schubtheorie stehen auch die Westkarpaten, in denen die „äußere" mesozoische Zone von der konvexen Stirn rückwärts gegen das Innere des Gebirges überfaltet wurde. Diese und viele ähnliche Beobachtungen, die zum Teil erst in den letzten Jahren gesammelt wurden, hatten zur Folge, daß die Lehre vom einseitigen Schub

[1]) Ber. d. naturforsch. Ges. Freiburg i. B. 1892, 150.

Digitized by Google

jetzt einen Anhänger nach dem andern verliert; sie hätte aber von vornherein abgelehnt werden sollen, da sie den Anfangsgründen der Mechanik zuwiderläuft. Nach Suess erlitt die vorspringende Stirn der Gebirgsbögen die stärksten Überfaltungen und Überschiebungen, während die konkave Rückseite, von der der einseitige Schub ausging, durch eine zerrende Kraft zerrissen wurde und aus den Spalten Magma austreten ließ. Diese Lehre bezog sich zunächst auf die Anordnung der karpatischen und tyrrhenischen Ausbruchstellen, ging aber von der unmöglichen Annahme aus, daß eine südwärts gezerrte Scholle einen nordwärts gerichteten Schub bewirkte. Unter diesen Umständen ist es begreiflich, daß Suess seine Auffassung nie wissenschaftlich zu begründen, sondern immer nur metaphorisch zu veranschaulichen suchte. Das bezeichnendste Bild fand er in einer 1879 erschienenen Schrift über „Die Heilquellen Böhmens". Er könne sich, heißt es dort,[1]) die Entstehung eines großen Gebirges nicht besser vergegenwärtigen, als wenn er sich vorstelle, seine Hand „würde durch eine Verletzung aufgeschürft, dabei die Haut nach einer Seite in Falten zusammengeschoben, auf der andern reiße sie, und es dringe etwas Blut hervor. So sehen wir ein großes Gebirge immer nach einer Seite zusammengeschoben, in große Falten gelegt; auf der andern Seite zerreißen sie und wo sie aufgerissen sind, da treten aus dem Innern der Erde Vulkane hervor". Dieses Bild ist insofern sehr gut gewählt, als man auf den ersten Blick erkennt, daß der Ursprung des einseitigen Schubes ebensowenig in der Erdrinde wie der Anlaß zum Hautschurf in der Haut liegen kann. Nur ein Anstoß ex coelo vermöchte die zum Vorschub der konvexen und zur Zerrung der konkaven Seite erforderlichen Spannungsunterschiede herbeizuführen.

Läßt man die unhaltbare und obendrein ganz überflüssige Hypothese des einseitigen Schubes fallen, so erscheinen die Kettengebirge im Lichte der alten, einfachen und vollkommen zutreffenden Auffassung Beaumonts als nachgiebige Rindenstreifen, die durch die Stauung der äußersten Erdkugelschale zwischen weniger nachgiebigen Schollen wie in einem Schraubstocke zusammengedrückt, verbogen und aufgestaut wurden. Warum die eine Erdscholle der Rindenstauung nachgibt und die andere nicht, ist eine Frage, die später zu erörtern sein wird.

Faltungen verwickelter Art.

Der Schweizer Jura ist ein Ausläufer des mächtigen Faltenzuges der Alpen, und die Unterschiede im Baue der beiden zusammengehörigen Gebirge beruhen im Grunde genommen nur auf der ungleichen Stärke des faltenden Druckes. Soweit die Dislokationen der Alpen die des Jura hinter sich lassen, gibt es doch kaum eine unter ihnen, die sich nicht aus den angeführten Juraprofilen, zumal aus dem des östlichen Jura, ableiten ließe. Nur eines haben die Alpen und alle stark gestauten und hoch aufgetriebenen Kettengebirge vor dem Jura und seinesgleichen voraus: die Aufbrüche des Grundgebirges. Dieser Unterschied ist so wichtig und äußert sich in

[1]) Zit. von Diener, a. a. O. 636.

Digitized by Google

so vielen tektonischen und morphologischen Beziehungen, daß er den besten Einteilungsgrund für die Kettengebirge abgibt. Gleichwohl handelt es sich auch hier nicht um eine andere Art, sondern nur um ein höheres Maß der Faltung. Das Grundgebirge kommt dort zum Vorschein, wo ein Gebirgsstreifen so hoch aufgestaut wurde, daß die auf eine allgemeine Verebnung ausgehende Erosion die Deckschichten abtragen und deren Unterlage entblößen konnte. Die Grenze zwischen Deck- und Grundgebirge ist nicht in einem bestimmten stratigraphischen Niveau, etwa oberhalb des Archäischen, sondern in der Fläche der ältesten großen Diskordanz zu suchen. Die faltigen Aufbrüche der Alpen entsprechen darin den Grundhorsten des anstoßenden Schollenlandes. Auch das Gebiet der gegenwärtigen Alpen gehörte samt seinem westlichen und östlichen Anhange in der mittleren Karbonzeit dem großen Faltengebirge an, das damals in Europa entstand. Später wurde die Abtragfläche dieses Gebirges fast im ganzen Bereiche der Alpen eine Geosynklinale im Sinne Danas, d. h. ein vom Meere eingenommenes Senkungsfeld, das bald so langsam und anhaltend niederging, daß gewaltige Algen- und Korallenriffe emporwachsen konnten, bald als Tiefseeboden, wie in der Jurazeit, einen langsamen, aber auch sehr lange währenden Niederschlag von Ammoniten-, Aptychen- und Kieselkalken sowie von Kieseltonschichten aufnahm. Bis zur mittleren Kreide hielt der pelagische Absatz ohne Unterbrechung an, während in dem benachbarten Schollenlande, besonders auf den großen Horsten wie dem französischen und dem böhmischen Massive ein wiederholter Wechsel von kontinentaler Hebung und mariner Senkung eintrat. So kam jener auffallende Gegensatz zwischen der geschlossenen alpinen und der lückenhaften außeralpinen Formationsfolge zustande, den schon Dana in den Beziehungen der großen Faltengebirge zu ihrer Umgebung erkannte.

In der mittleren Kreidezeit trat im ostalpinen Gebiete eine allgemeine Hebung der Geosynklinale und die zweite Hauptfaltung ein. Sie hat den Grund zum Baue der Ostalpen gelegt und durch die extreme Aufstauung des Mittelstreifens die Entblößung des Grundgebirges veranlaßt. In der jüngeren Kreide- und der älteren Tertiärzeit nahm das Meer nur im Westen ausgedehnte Räume ein; in den Ostalpen blieben seine Absätze in der Hauptsache auf den Gebirgsrand beschränkt. Im Oligozän begann dann die letzte große Faltung, die bis ins Miozän anhielt und in den bisher durchaus nicht gleichartig entwickelten West- und Ostalpen in demselben Sinne wirkte.[1] Erst im Miozän entstanden die Alpen als einheitliches Gebirge. Ob dieses Gebirge dann gleich dem Jura wieder verebnet, und ob die Verebnung im späteren Pliozän durch eine nochmalige Stauung zu den gegenwärtigen, nur noch erosiv ausgearbeiteten Bergzügen verbogen wurde, bleibt bis auf weiteres

[1] In Einzelheiten der Entwicklungsgeschichte und des Baues der Alpen kann hier nicht eingegangen werden. Die Ostalpen behandelt Diener a. a. O., und wer sich auf dem kürzesten Wege mit dem gegenwärtigen Stande der Geologie der Westalpen bekannt machen will, vergleiche im Anschlusse an Dieners Gebirgsbau der Westalpen, 1891, die seither von demselben Autor in Supans Literaturbericht veröffentlichten Referate über die Arbeiten von Bertrand, Franchi, Kilian, Schardt, Lugeon, Haug, Rothpletz, Steinmann und Termier.

Digitized by Google

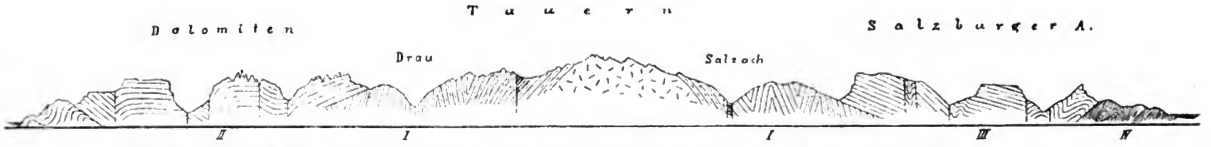


Fig. 186. Übersichtsprofil der Ostalpen. I Zentralzone: Kristalline Schiefer mit Granitkernen und eingekeilten Resten der mesozoischen Decke (stark schraffiert). Nördlich vom Salzachtal paläozoische Glanzschiefer und Grauwacken. II Südliche Kalkalpen. III Nördliche Kalkalpen. IV Flyschzone. Unter II und III Wechsel zu vermuten.

fraglich. In den Ostalpen sprechen die Reste der Abtragfläche, die auf den ungegliederten Tafeln der Kalkzonen erhalten blieb, jedenfalls für eine nachträgliche Hebung. (Vgl. im Profil Fig. 186 die Salzburger Alpen.) In den Westalpen fand Penck Anzeichen einer quartären Hebung im Ausmaße von einigen 100 *m*.

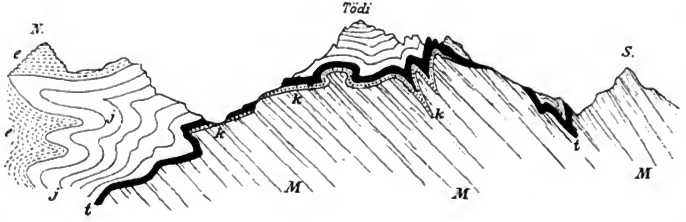


Fig. 187. Profil des Tödi (nach Heim). *M* Kristalline Schiefer des Zentralmassivs, *k* transgredierendes Karbon (Konglomerate, Sandsteine und Schiefer mit Anthrazit), *t* Trias (Dolomit), Jura (hauptsächlich weißer Malmkalk), *e* Eozän (Flysch).

Das Grundgebirge, das hauptsächlich aus kristallinen Schiefern und Flasergranitkernen und nur an wenigen Stellen aus paläozoischen Schichten besteht, tritt in den Ostalpen als geschlossener Mittelzug, in den Westalpen dagegen als Doppelbogen zutage. Der eine Bogen folgt

Digitized by Google

dem konkaven Rande und der andere durchzieht das Gebirge von den Seealpen bis zum Tödi in einer Reihe vereinzelter Kerne oder „Zentralmassive", wie sie von Heim genannt wurden. Wo der Scheitel des Grundgebirges durch Verbiegungen oder Verwerfungen in ein tieferes Niveau geriet, blieb das Deckgebirge auf der spätkarbonischen Abtragfläche nicht selten in Sporaden erhalten. Diese „Zeugen" einer tiefgehenden Denudation sind, wie das Tödiprofil (Fig. 187) lehrt, teils flach über das Grundgebirge gebreitet, teils in schmalen Keilmulden darin eingeklemmt. Aus solchen mesozoischen Einfaltungen, die anderwärts, z. B. nach Frech im Brennergebiete, noch viel verwickelter waren, ergibt sich, daß die jüngeren Faltungen der alpinen Geosynklinale nicht etwa auf die Randzonen beschränkt blieben, sondern auch die mittleren Gebirgsstreifen ergriffen. Das wiederholte Einsetzen der Faltung längs alter Strukturlinien, das in kleinen Verhältnissen schon im Jura zu erkennen war, beherrscht den Bau der Alpen — wie den der Karpaten und anderer Hochgebirge — in der auffälligsten Weise. Man könnte geradezu von Geleisfalten sprechen, denn die Schichten des Grundgebirges wurden durch die karbonischen Störungen in demselben Sinne aufgerichtet und in dasselbe Streichen gebracht, an das sich nach dem Ablaufe eines ganzen geologischen Zeitalters die mittelkretazischen und weiterhin auch die tertiären Faltungen hielten. Es ist eine gewisse erbliche Anlage, die da in den Gebirgsbildungen einer und derselben Geosynklinale nach unermeßlichen Zeiträumen immer wieder durchbricht.

Die Grenzen des Grundgebirges gegen die weniger hoch aufgestauten und daher vom Deckgebirge eingenommenen Faltenzüge sind bald steile Brüche, bald reine Denudationsränder, unter denen die alte Abtragfläche des Grundgebirges sanft oder steil, glatt oder wellig nach außen einfällt. Eine solche Verbiegung stellt das Tödiprofil dar. Das schönste Beispiel einer Bruchgrenze dagegen bietet die Zentralzone der Ostalpen im südwestlichen Tirol, wo die kristallinen Schiefer aus dem Rendenatal bis Meran längs des Judikarienbruches an den südlichen Kalkalpen abstoßen. (Vgl. Fig. 215.) Am Eisack und weithin auf der Südseite des Pustertales aber werden die permischen und mesozoischen Schichten der Südalpen, wie unser schematisches Profil Fig. 186 zeigt, ganz allmählich von dem phyllitischen Rande der Zentralalpen unterteuft: Bruch und Aufwölbung vertreten einander, sie sind Wirkungen desselben Vorganges. Heim läßt als Ursache nur die faltende Stauung gelten und faßt daher alle Zentralmassive als die abgedeckten Kerne riesiger Antiklinalen auf, deren Bau durch untergeordnete Falten gestört wurde. Unter dieser Voraussetzung wären die streichenden Brüche, die in der Fortsetzung und an Stelle von Aufbiegungen entstanden, als Stauungsbrüche streng von den reinen Vertikalstörungen zu sondern. In den Alpen erweisen sich die Aufbrüche des Grundgebirges tatsächlich durch ihre bedeutende Längenerstreckung und vor allem durch die Einfaltung und Einklemmung der Deckschichten als die Kerne richtiger Falten.

In den Ostalpen hat das axiale Auftreten des Grundgebirges die Ausbildung von Zonen und einen symmetrischen Bau veranlaßt. Die nördliche Kalkzone ist im Bereiche der klotzigen Plateaus, die von den Loferer Steinbergen bis zum Schneeberg reichen, längs großen Stauungsbrüchen geborsten

Digitized by Google

und schollenweise zusammengeschoben worden, während jene Gebiete, die nicht nur aus spröden strukturlosen Dolomiten und dickbankigen Kalken, sondern auch aus nachgiebigeren Schichten bestehen, sehr stark gefaltet und vorzugsweise gegen Nord überschoben wurden. Auch die Grenze gegen den sandigen und mergeligen Flysch, der in der jüngeren Kreide- und älteren Tertiärzeit am Rande der kretazischen Alpen abgelagert wurde, ist ein nordwärts gerichteter Wechsel, und die dicht gedrängten Flyschfalten selbst sind gleichfalls in dieser Richtung überschlagen. Die südlichen Kalkalpen haben keinen Flyschrand und unterscheiden sich von den nördlichen auch sonst noch in wesentlichen Stücken: sie wurden in der Permzeit von porphyrischen, in der Triaszeit von melaphyrischen Ergüssen, noch später von Tonalitintrusionen betroffen und, was besonders hervorzuheben ist, von den letzten Hauptfaltungen strichweise so hoch aufgestaut, daß das Grundgebirge entblößt werden konnte (Cima d'Asta, Karnische Alpen und Karawanken). Trotz alledem bleibt die Symmetrie des Gebirgsbaues insofern gewahrt, als die Südalpen durch die faltende Stauung im allgemeinen gerade so gegen Süd wie die Nordalpen gegen Nord überfaltet und überschoben wurden. Gute Beispiele der auf beiden Seiten vorherrschenden Art von Störungen bietet Philippis Profil durch das Grignagebirge im Osten des Comosees,[1]) Bittners Profil durch die niederösterreichischen Kalkalpen längs dem Pielachtale[2]) und Wähners Profil des Sonnwendjochs a. a. O. In dem

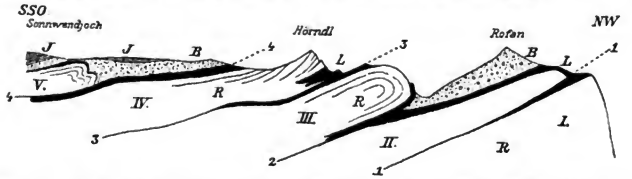


Fig. 188. Profil des Sonnwendjoches nach Wähner. *R* Korallenriffkalk, massig und gebankt (Oberrhät und Unterlias). *L* Roter Liaskalk und Radiolarienschichten des mittleren Jura. *B* Reibungsbreccie, bis 100 *m* mächtig, aus Hornsteinbrocken. *J* Oberjurakalk. 1—4 Überschiebungen. I. Bodenständige Scholle im Hangenden des Hauptdolomits. II.—V. Schuppen.

letzten Profile (Fig. 188) wird die vierfache Überschiebung des Riffkalkes und der hangenden Juraschichten nur durch die Annahme verständlich, daß die Unterlage der Schüblinge eine weitgehende, der oberen Raumverminderung entsprechende Stauung erfuhr; und die große Mächtigkeit, die der Hauptdolomit im Sockel des Sonnwendjoches erreicht, bestätigt diese Vermutung.

Auch in den Westalpen, wo das Grundgebirge in zwei lückenhaften Bögen zutage tritt, herrscht Symmetrie. Das wurde in der letzten Zeit besonders in dem französisch-italienischen Abschnitte festgestellt. Hier bildet der nach dem Briançonnais benannte Sedimentstreifen zwischen den beiden

[1]) Philippi, Beitrag zur Kenntnis der Schichtfolge im Grignagebirge. — Ztsch. d. deutschen geol. Ges. 1895.

[2]) Bittner, Geologisches aus dem Pielachtale. Vhd. d. geol. Reichsanst. 1896.

Digitized by Google

Kernreihen die Achse. Was östlich von ihm liegt, ist gegen Italien, was westlich liegt, gegen Frankreich überschlagen und überschoben. Die Störungen sind sehr verwickelt, werden aber von den großen Wechseln, die den Bau der Voralpen in der nordwestlichen Schweiz beherrschen, noch weit übertroffen. So ist z. B., wie das Profil Fig. 189 zeigt, das ganze Faltenbündel des Chablais ein wurzelloser Schübling (Nappe de recouvrement, Deckscholle), der die vom Gneiskern der Aiguilles Rouges abfallende bodenständige Schichtenreihe auf einem flachen Wechsel (plan de recouvrement) bedeckt und selbst von dem Rest eines zweiten Schüblings überlagert wird. Nach Schardt und Lugeon soll die Schuppenstruktur nicht durch Übersprünge einer Scholle entstanden sein, die vor dem Zusammenschube einen viel breiteren Raum im Norden des Gneisaufbruches einnahm. Die Schüblinge des Chablais und der gesamten Schweizer Voralpenzone sollen vielmehr aus den inneren Zügen des Alpenbogens stammen und ursprünglich zu der Decke der Zentralmassive gehört haben. Diese Auffassung, die durch fazielle Unterschiede zwischen den Schubmassen und der untersten Lage der Voralpen begünstigt wird, läßt sich nur mit einem Vorbehalt vertreten. Man müßte voraussetzen, daß die bodenständige Grundlage der Voralpen die Decke der damals noch nicht emporgedrückten Massive unterfuhr und von dem zusammengeschobenen Grundgebirge abschürfte, daß also Übersprünge und nicht etwa, wie manche glauben, überschlagene Riesenfalten mit ausgewalztem Mittelschenkel vorliegen. Es ist aber noch keineswegs ausgemacht, daß die Wechsel nicht an Ort und Stelle — so wie in kleinerem Ausmaße die des Sonnwendjoches — entstanden. Jedenfalls ist die Sicherheit, mit der Lugeon und Termier die Zuständigkeit der einzelnen Schüblinge bestimmten, schwer zu verstehen.

Fig. 189. Profil der Schweizer Voralpen vom Genfersee bis zum Rande des Mont Blanc Massivs, nach Schardt. 1 Genfersee, 2 Gramont, 3 Val d'Illiez, 4 Dents du Midi, 5 Aiguilles Rouges, 6 Val du Trient. *a* Kristallines Grundgebirge, *b* Karbon, *c* Trias, *d* Jura, *e* Kreide, *f* Eozän und Oligozän, w^1 und w^2 Wechselflächen.

Der Umsturz alles Bestehenden, der in der Alpentektonik in den letzten Jahrzehnten durch genaue Untersuchungen und Aufnahmen vorbereitet wurde, warnt davor, die Lehre von der Gebirgsbildung mit Vermutungen zu bereichern, die aus Stichproben und fliegenden Aufnahmen ferner Gebirge abgeleitet wurden. Es seien daher unter den jungen Faltenzügen nur noch die Pyrenäen und die Karpaten erwähnt. Die Pyrenäen bilden in der Hauptsache gleich den Ostalpen einen nord- und südwärts aufgeschlagenen Falten- und Schuppen-

Digitized by Google

fächer aus mesozoischen und alttertiären Sedimenten; die Grundgebirgsachse ist jedoch nicht ein geschlossener Zug von kristallinen Schiefern, sondern besteht aus paläozoischen, mit Granitkernen ausgestatteten Schichten. Die tieferen archäischen Gesteine treten nur in spärlichen Inseln zutage. Das Gebirge ist also symmetrisch gebaut. Daran wird nichts durch die Tatsache geändert, daß die Südhälfte des Fächers mächtiger ist als die Nordhälfte und daß am Gebirgsrande zwischen Gallego und Segre nochmals ein schmaler Streifen der mesozoischen Schichtfolge aus dem Eozän emporgefaltet wurde.

Eigenartig und weit vom alpinen Typus abweichend ist der Bau der Karpaten, der erst durch die vortrefflichen Arbeiten Uhligs aufgeschlossen wurde.[1]) Wie das weithin abgedeckte Grundgebirge erkennen läßt, gehörte auch das karpatische Gebiet in der mittleren Karbonzeit dem großen Kettengebirge Europas an. Auf der sinkenden Abtragfläche dieses Gebirges kamen dann das Perm und die mesozoischen Formationen bis zur unteren Kreide zum Absatze, und zwar im Westen lückenlos, im Osten aber mit kontinentalen Unterbrechungen. Am Beginne der jüngeren Kreidezeit trat eine allgemeine Hebung und hierauf eine Faltung ein, die sich am Ende dieser Periode in verstärktem Maße wiederholte. Dabei erhob sich in den Ostkarpaten jenes langgestreckte, aber flache, schwellenartig aufsteigende Gewölbe, in dessen Kerne später die breiten Grundgebirgszüge bloßgelegt wurden. Auch im südlichen Teile der Westkarpaten kam nur eine flache Aufstauung zustande, in deren Bereich die permisch-mesozoische Decke noch in weiter Verbreitung schwebend auf dem Scheitel des Grundgebirges erhalten blieb. Auf diesen südlichen oder inneren Gürtel folgt west- und nordwärts ein Doppelbogen von Grundgebirgsfragmenten, die zumeist aus kristallinen Schiefern und altem Granit bestehen. Diese Kerne erinnern zwar durch ihr Bogenstreichen an die Zentralmassive der Westalpen, sind aber, worauf schon ihr unregelmäßiger Umriß hindeutet, nicht die Kerne weithin fortstreichender großer Antiklinalen, sondern ganz vereinzelte horstartige Auftreibungen, in deren streichenden Zwischenräumen das mesozoische Deckgebirge nur schwach disloziert und nicht wie in den Alpen extrem gefaltet wurde. Nur im Bereiche der einzelnen Kerne, und zwar nur auf der konvexen Seite der Bögen, also im Westen und Norden, ist eine starke faltende Stauung eingetreten, die einwärts, d. h. gegen die konkave Seite gerichtete Überschiebungen bewirkte. Von den Kernen des inneren Bogens fällt die Decke auf beiden Seiten unter mittleren Winkeln ab; auf der äußeren Seite herrscht jedoch Schuppenstruktur, und erst in einem gewissen Abstande vom Kern glättet sich der Faltenwurf. Weiterhin stoßen die Schichten flach am Südrande eines Kernes der äußeren Reihe ab. Dieser Kern bildet eine große, süd- bis ostwärts überschlagene Antiklinale, auf die von Norden oder Westen her mehrere Schuppen hinaufgeschoben wurden. Mit zunehmender Entfernung vom Kerne flauen die Falten ab, und erst in der „Klippenzone", die die inneren Karpatenzüge umgürtet, hat die kretazische Faltung das mesozoische Deckgebirge steil aufgerichtet. Das schematische Profil Fig. 190

[1]) Der pieninische Klippenzug. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1890. Beziehungen der südl. Klippenzone zu den Ostkarpaten, Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien 1897. Die Geologie des Tatragebirges, Denkschr. ders. Akademie 1899. Bau und Bild der Karpaten, 1903.

Digitized by Google

stellt, wenn man sich das Eozän abgehoben und die Kerne noch bedeckt denkt, das Ergebnis der vortertiären Hauptfaltung dar. Die Stauung hat nur strichweise gewirkt und in den beiden Mittelstrichen einwärts rasch zugenommen und zur Schuppenstruktur geführt. Zwischen den beiden

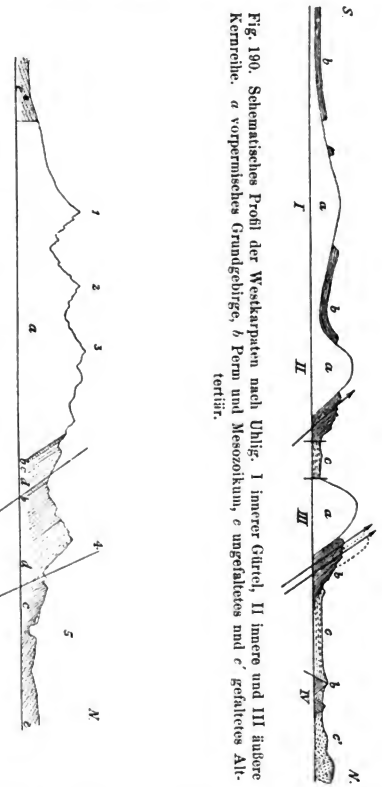


Fig. 190. Schematisches Profil der Westkarpaten nach Uhlig. I innerer Gürtel, II innere und III äußere Kernreihe. *a* vorpermisches Grundgebirge, *b* Perm und Mesozoikum, *c* ungefaltetes und *c'* gefaltetes Alttertiär.

Fig. 191. Tatraprofil nach Uhlig. 1 Schlagendorferspitze (2453), 2 Mittelgrat, 3 Grünseespitze (2535), 4 Greiner, 5 Beibach. *a* Granit, *b* permischer Sandstein, *c* Trias (in der hochtatrischen Region schwach vertreten), *d* Jura und auf dem Nordabfalle des Greiner auch noch Unterkreide, *e* Eozän und Oligozän.

Schuppenbögen, den gegenwärtigen Kernreihen, verhielt sich die Erdrinde unnachgiebig, und auch im Streichen dieser Bögen wechselten starre und biegsame Rindenstücke ab. An ein örtliches, auf vereinzelte Angriffspunkte zersplittertes Einsetzen des Druckes ist nicht zu denken. Auf der ganzen Erde weist der Bau der Faltenzüge auf eine einheitliche, in weit fort-

Digitized by Google

streichenden Zonen eingetretene Stauung hin. Aber auch der wiederholte und sprunghafte Wechsel nachgiebiger und unnachgiebiger Schollen im Streichen und im Kreuz ist anderen Gebirgen fremd und in seiner Ursache vollkommen dunkel.

Das Meer der Oberkreide nahm nur den konvexen Rand der mittelkretazischen Karpaten ein. Der schmale Faltenzug, der vom Rande des Wiener Beckens durch das Waagtal bogenförmig zum Pienin und durch die Waldkarpaten bis in die Marmarosch fortstreicht und dort in die große, bis auf das Grundgebirge abgetragene Antiklinale der Ostkarpaten übergeht — dieser geschlossene Faltenbogen ragte damals als Insel- und Klippenreihe aus dem Meere auf. Das hat Uhlig durch die Beobachtung nachgewiesen, daß in den diskordant an- und aufgelagerten Schichten der Oberkreide die Gesteine des Jura und der Unterkreide, die den Faltenbogen bilden, als Strandgerölle vorkommen. Im Beginne der Tertiärzeit wurden im Innern der Karpaten, in den Zwischenräumen der Kerne durch Schollenverwerfungen Becken angelegt, in die das Meer, das draußen den Flysch ablagerte, eindrang. Die wenig gestörten Teile des mesozoischen Deckgebirges wurden also zu kleinen Senkungsfeldern und verschwanden unter mächtigen eozänen und oligozänen Sedimenten. Am Schlusse der Oligozänzeit setzten die Karpaten eine neue Zone an. Es kam zur Aufstauung des Flyschgürtels, der die gesamten Karpaten umfaßt. Die Falten wurden fast durchweg nach außen hin überstürzt und überschoben. Südwärts reichte die Faltung nicht weiter als bis zum Klippenbogen, dessen oberkretazische und alttertiäre Hüllschichten sehr stark gestört und so an die älteren Falten gepreßt wurden, daß stellenweise die Diskordanz verloren ging. Die Abspülung der

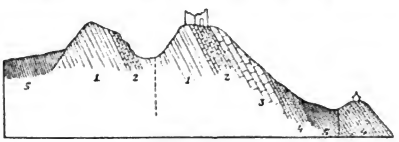


Fig. 192. Profil der Juraklippe von Czorsztyn östlich von Neumarkt, nach Uhlig. 1 Krinoidenkalk (Dogger), 2 roter knolliger Ammonitenkalk (Malm), 3 weißer Tithonkalk, 4 roter schieferiger Krinoidenkalk des Tithon, 5 oberkretazische Mergel der Klippenhülle.

schieferigen, sandigen und konglomeratischen Hülle ließ die harten Neokom- und Jurakalke hervortreten und arbeitete so jenen lückenhaften, aus kurzen schroffen Rücken und aus Klippenreihen bestehenden Bogen heraus, der sein Streichen 500 *km* weit beharrlich einhält. Die Bezeichnung Klippen trifft landschaftlich wie geologisch zu und sollte streng auf Bildungen der gekennzeichneten Art beschränkt bleiben. Unstatthaft ist es, sie auch auf die Denudationsreste von Deckschollen anzuwenden.

Ein zweiter, kürzerer Faltenstrich des mittelkretazischen Kettengebirges durchzieht als äußere Klippenzone den Flyschgürtel der Westkarpaten nahe am Außenrande. In anderen Gebirgen dürfte man daraus den Schluß ziehen, daß die ganze Unterlage des Flyschgürtels gefaltet war; doch in den Kar-

Digitized by Google

paten, deren Bau überall auf den Wechsel nachgiebiger und unnachgiebiger Streifen hinweist, hätte eine solche Vermutung keine große Wahrscheinlichkeit für sich.

Die vormiozäne Stauung legte nur die Geosynklinale des Flyschgürtels in Falten. Innerhalb des großen Klippenbogens breiten sich die Sedimente des Flyschmeeres ganz flach aus. Auch die Becken zwischen den Kernreihen wurden nicht gefaltet, sondern nur durch Verwerfungen tiefer eingesenkt. In der Miozänzeit bildete sich vor dem Flyschgürtel eine neue Geosynklinale. In abgeschnürten Lagunen wurden die subkarpatischen Salzlager gefällt und darüber auf sinkendem Meeresboden Tone und Sande abgesetzt, deren oberste Lagen auch Teile des gestörten Flyschgürtels transgredierten. Am Schlusse der Miozänzeit setzte noch einmal die Faltung ein und drückte den subkarpatischen Rand des miozänen Sedimentstreifens in steilen Falten und auswärts gerichteten Übersprüngen an den Flyschgürtel. Auch diesmal wurde nur die neue Geosynklinale zusammengeschoben. Die älteren Flyschfalten müssen sich unnachgiebig verhalten haben, denn das transgredierende Miozän liegt ganz ungestört auf den inneren Zügen des Flysches. Auch im Bereiche der Grundgebirgskerne fehlt jede Spur einer Verbiegung. Hier fanden während des Zusammenschubes des miozänen Randes gerade so wie zur Zeit der Flyschfaltung nur vertikale Verschiebungen statt. Der Umriß der konkaven Seite, der im Gegensatze zu dem einheitlichen konvexen Faltenbogen äußerst unregelmäßig ist, wurde durch solche Brüche entworfen; und die großen Eruptionen, die in der jüngeren Tertiärzeit die vulkanischen Gebirge am konkaven Karpatenrande anlegten, müssen auch irgendwie mit jenen vertikalen Störungen zusammenhängen. Die ältere, besonders von Suess vertretene Annahme, die eine enge Beziehung der Ausbrüche zur Entstehung der Karpaten konstruierte, ist jedoch schon deshalb unhaltbar, weil die inneren Karpatenzonen von der miozänen, ja sogar von der postkretazischen Faltung überhaupt nicht mehr betroffen wurden.

Was den Bau der Karpaten im Gegensatze zu dem der Alpen kennzeichnet, das ist der Mangel an Symmetrie und der einseitige Ansatz neuer Faltengürtel durch die immer wieder einsetzende Aufstauung randlicher Geosynklinalen. Die karbonische Gebirgsbildung hat wohl das ganze Karpatengebiet in Falten gelegt, denn das Grundgebirge ist, wo immer es zutage tritt, stark disloziert. Die jungkretazische Faltung dagegen wirkte hauptsächlich in dem Doppelbogen der Kerne und in den beiden Klippenzonen. Der innere Gürtel der Westkarpaten und auch die Ostkarpaten gaben dem Drucke nur in geringem Maße nach. Weiterhin verhielten sich alle inneren Züge bis zum Klippenbogen starr: die postoligozäne Faltung wirkte nur im Flyschgürtel. Im Miozän endlich war auch dieser Gürtel starr und die letzte Faltung sprang auswärts auf den miozänen Karpatenrand über. Dieses Wandern der Gebirgsbildung von Gürtel zu Gürtel scheint in mehreren großen Kettengebirgen, z. B. im Himalaja, stattgefunden zu haben. Man wird daher wie von einem Jura- und Alpen-, so auch von einem Karpatentypus sprechen dürfen. Als eine karpatische Besonderheit erscheint die Lückenhaftigkeit der kretazischen Hauptfaltung. Vielleicht wird sich aber auch diese seltsame Erscheinung einmal als typisch erweisen. So lange man

Digitized by Google

vom Baue der großen asiatischen und amerikanischen Faltenzüge so wenig Sicheres und Zusammenhängendes weiß wie jetzt, ist ja überhaupt an eine Systematik der Kettengebirge nicht zu denken.

Die heutigen Karpaten rühren von sehr jungen, spättertiären Störungen her. Die Falten des Flysch- und des miozänen Gürtels sind abrasiert. Die gegenwärtige Höhe dieser Zonen und die Anlage des erosiven Talrostes läßt aber auf eine neuerliche Hebung der Abtragfläche schließen. Es dürfte sich wie im Jura um eine mäßige Stauung und flachwellige Verbiegung handeln. Nur so ist das sanfte Aufsteigen einzelner langgestreckter Rücken bis zu 2000 *m*, z. B. der Czerna Hora zwischen den Pruth- und Theißquellen, zu erklären. Daß die Hebung selbst in der Diluvialzeit noch wiederholt einsetzte, beweisen die 30—50 *m* hohen Felsterrassen der Flyschtäler. So hat der Pruth bei und oberhalb Delatyn in seinem fertigen Tale durch Seitenerosion die aufgerichteten Schichten zu einem breiten Boden abgehobelt und diese fluviale Verebnung durch einen dreimaligen, durch Hebungen veranlaßten Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion terrassiert.

Aber nicht nur der Flyschrand, sondern auch die inneren Gürtel der Karpaten müssen in ihrer gegenwärtigen Höhe sehr jung sein. Es ist kaum daran zu zweifeln, daß die postoligozänen und spätmiozänen Vertikalstörungen nicht nur Verwerfungen der tertiären Becken, sondern auch einen horstigen Auftrieb des Hochlandes, vor allem der Grundgebirgskerne bewirkten, und daß dieser Auftrieb bis ins jüngste Pliozän anhielt, ja vielleicht auch in der Gegenwart noch nicht abgeschlossen ist.[1]) Wenn man die Hohe Tatra aus der richtigen Entfernung überblickt, nimmt sie sich unter den niedrigen Bergen ihrer Umgebung etwa so aus wie ein Neu-Yorker sky-scraper unter galizischen Lehmhütten. Der Höhenunterschied erreicht $1^1/_2$ *km* und ist so sprunghaft, daß er sich weder mit der Festigkeit des Granits noch mit den mitteltertiären oder gar den kretazischen Störungen erklären läßt. Die Erhebungen, die von diesen alten Dislokationen herrührten, sind längst wieder verebnet worden.

Die Karpaten zeigen, daß die vertikalen Verschiebungen auch im Baue der Faltengebirge eine große Bedeutung gewinnen können. Die Tertiärbecken im Innern und der unregelmäßige Verlauf des konkaven Gebirgsrandes hängen mit Verwerfungen zusammen; aber auch der konvexe Faltenbogen blieb von den Einbrüchen nicht verschont. In dem Senkungsfelde des Wiener Beckens ging das Bindeglied zwischen den Alpen und Karpaten zur Tiefe. Die mesozoische Zone ist vollständig verworfen, die Zone des Grundgebirges aber taucht im Leithagebirge und der Flyschgürtel im Marsgebirge und einer bis Korneuburg zu verfolgenden Reihe von Inselbergen aus dem Miozän des Beckens auf. Der Ostrand der Alpen ist nicht nur längs der Thermenlinie, die die Kalkzone quer abschneidet, sondern auch weiterhin um den Wechsel herum und in der Grazer Bucht ein Bruch. Hier wie in der Lücke zwischen den Alpen und Karpaten und auf der ganzen Innenseite des Karpatenbogens zeigt sich deutlich, daß der Spalten-

[1]) Eine mitteltertiäre oder noch jüngere Hebung wird durch den kleinen Denudationsrest von Nummulitenkalk bezeugt, der auf dem Tatragranit in einer Höhe von 1400 *m* erhalten blieb. (Uhlig, Bau und Bild der Karpaten, 723.)

Digitized by Google

verlauf vom Faltenwurf vollkommen unabhängig ist und daß diese beiden tektonischen Elemente dem Wesen und der Ursache nach durchaus verschieden sein müssen. Der albanisch-griechische Faltenzug, der durch den dinarischen mit den südlichen Kalkalpen zusammenhängt, ist in Griechenland, wo er sich zum Anschluß an die kleinasiatischen Ketten ostwärts wendet, durch Verwerfungen kreuz und quer zerstückt. In der Ägäis ist das Faltenbündel durch diluviale Einbrüche sogar unter das Meer geraten und bildet jetzt Becken von 2000 *m* Tiefe, zwischen denen die Inselreihen als echte Horste aufragen.[1]) Daß mit den Senkungen der marinen Schollen Hebungen der festländischen und insularen Räume Hand in Hand gingen, beweist die schon früher erwähnte hohe Lage des griechischen Pliozäns. Auch der Bau der italienischen Halbinsel rührt zum großen Teil von vertikalen Störungen her. Die Apenninen stimmen insofern mit den Karpaten überein, als ihre von einem konvexen Faltenbogen umgürtete tyrrhenische Kernzone in der jüngeren und jüngsten Tertiärzeit umfassende Verwerfungen erlitt. Das Grundgebirge blieb nur in Calabrien (Monte Cocuzzo, La Sila, Aspromonte) und im nordöstlichen Sizilien erhalten. Gerade auf diesen Kernen aber liegt das Pliozän in einer Meereshöhe von über 1000 *m*. Die tyrrhenischen Senkungen wurden also seit dem Ausgange der Tertiärzeit von sehr bedeutenden festländischen Hebungen begleitet und es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese Schaukelbewegung noch immer anhält. Die Vermutung, daß auch die Karpatenkerne steigende Horste sind, kann sich auf diese Analogie berufen. Eine weitere Ähnlichkeit zwischen den beiden Gebirgen liegt in der Verbreitung der Ausbruchstellen. Auch in den Apenninen wurden die Vulkane hauptsächlich auf der Innenseite aufgebaut. Nur Vultur und Ätna sitzen auf dem äußeren Faltenbogen.

Wo ein Gebirge nicht abgebrochen ist, hängen seine Beziehungen zum Umlande davon ab, ob sich an den Grenzen die Bedingungen der Faltung jäh oder allmählich einstellten. Der zweite Fall tritt nur dort ein, wo das Gebirge aus denselben Schichten besteht wie das Vorland. Dann kann es vorkommen, daß sich der Faltenwurf auswärts glättet und so einen Übergang vom Faltenland zum Schollenland vermittelt. Hierher gehören die alten Faltenzüge des Ural und der Appalachen mit ihrer Westseite. Der Schweizer Jura aber hat keine Zone der Glättung (Anstönungszone), obzwar er auch aus den Schichten des Vorlandes, des Schollenjura, besteht. Die Alpen, die Karpaten, der Himalaja und andere große Gebirge, die aus Geosynklinalen hervorgingen und daher stratigraphisch weit von ihrer Umgebung abweichen, haben durchweg scharfe, zumeist durch Überfaltungen und Wechsel gekennzeichnete Faltenränder. Tritt aber doch eine gewisse Verflachung ein, so bleibt sie im Querschnitte auf ein, zwei Antiklinalen beschränkt. Eine richtige Glättungszone fehlt.

Das Ausstreichen eines Faltenzuges erfolgt entweder wie am Ostende des Jura unter allmählicher Abschwellung und Verjüngung oder in einer Virgation, die an das Abirren und Auseinanderlaufen der Bruchlinien eines Sprungbündels erinnert. Typisch ist die Virgation an den beiden Enden

[1]) Philippson in Annal. de Géogr., 1893, und „Das Mittelmeergebiet," 1904.

Digitized by Google

der südamerikanischen Kordilleren. Auch die Ostalpen gabeln sich an dem Rande der starren Scholle, die als Unterlage des pannonischen Tieflandes vorauszusetzen ist. Doch kann man hier nicht gut von einem Ende des alpinen Faltensystemes sprechen. Nur der südlichste Strich der Zentralzone (Bosruck und Bacher) und die Karawanken streichen südlich vom Grazer Bruchfeld regelrecht im jungen Tertiär des Tieflandes aus. Der nordöstliche und der südöstliche Ausläufer der Alpen dagegen schwellen in den Karpaten und im Dinarischen Faltenzuge alsbald wieder zu mächtigen Gebirgen an. Dieser Zusammenschluß, diese „Kettung" (Richthofen) der einzelnen Gebirge ist für den Kordillerenzug der Neuen Welt ebenso bezeichnend wie für die interkontinentale Faltengebirgszone der Alten. Darum ist auch das Ausstreichen eines großen Gebirges so selten — gewöhnlich nur in Ausläufern von der Art des Jura — zu beobachten. Manche Gebirge reihen sich mit unverändertem Streichen (Grande Chartreuse—Jura) oder in mäßiger Krümmung (Ostalpen—Karpaten) aneinander. In solchen Fällen wird die Stelle der Kettung durch ein Abschwellen des Faltenzuges (das Gebiet von Chambéry zwischen Alpen und Jura, der Karst zwischen Südalpen und Dinariden) oder durch Einbrüche (das Wiener Becken) bezeichnet. Stark gekrümmte Faltenzüge pflegen sich jedoch, wie Suess zuerst am Südrande der iranisch-tibetanischen Kettengebirge nachwies, in Spitzbogen oder doch in scharfgekrümmten Rundbogen zu verketten (zu „scharen"). In Europa

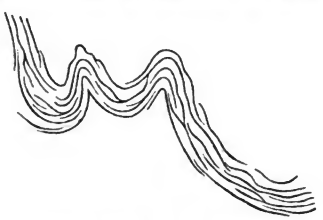


Fig. 193. Bogenkettung (Scharung) von Faltenzügen im Grundriß.

bietet das Zusammenstoßen des dinarischen und des albanischen Bogens im Dringebiet und der Spitzbogen zwischen den Westalpen und den zum Pyrenäenzuge gehörigen, West-Ost streichenden Falten der Provence gute Beispiele von Bogenkettung. In der Lehre vom einseitigen Schub gelten die einspringenden Spitz- und Rundbogen selbstverständlich als weniger weit vorgeschobene Abschnitte des Faltengürtels. Wer sich dagegen die Gebirge in dem Bildungsraume ihrer Schichten entstanden denkt, wird auch in den Bogenkettungen nur die ursprüngliche Grenze eines zur Faltung veranlagten Rindenstreifens erkennen.

Alle Dislokationen, die von den Erforschern der jungen Faltengebirge festgestellt und analysiert wurden, und auch die Verkettungen der einzelnen Gebirge zu Gebirgssystemen lassen sich schon in dem Baue der ältesten, längst wieder verebneten Gebirge erkennen. Der Kombinationsgabe eines

Digitized by Google

Suess blieb es vorbehalten, die Grundhorste des mittel- und westeuropäischen Schollenlandes als die bloßgelegten Bruchstücke eines karbonischen Hochgebirges zu erfassen. Das Streichen der abgetragenen karbonischen Falten, das von dem Umriß der Horste, also von den tertiären Randbrüchen und Flexuren kreuz und quer durchschnitten wird, verknüpft die einzelnen Grundgebirgstrümmer zu zwei nordwärts gekrümmten Faltenbögen, die sich im französischen Zentralplateau in regelrechter Bogenkettung vereinigen. Den westlichen, der in Südirland, Südwestengland, in der Bretagne und im Westabschnitt des Zentralplateaus aufgeschlossen ist, nannte Suess den armorikanischen (Armorica, Bretagne) und den östlichen, der aus dem Zentralplateau durch die rheinischen Horste zum Harz und zum böhmischen Massiv streicht, den variszischen (Curia Variscorum, Hof). Zu diesem variszischen Gebirge gehörte aber, wie die Grundgebirgsaufschlüsse dartun, auch das Gebiet der Alpen und ihrer östlichen Ausläufer. Im Norden des armorikanischen Bogens kommen in den Horsten von Mittel- und Nordirland, Wales und Schottland sowie im Hochland Norwegens Bruchstücke eines noch älteren, am Ausgang der Silurzeit gefalteten Kettengebirges zum Vorschein. Im Bereiche dieses Kaledonischen Gebirges, wie es von Suess genannt wurde, liegt der devonische rote Sandstein überall diskordant und ungefaltet auf den steil aufgerichteten älteren Schichten. Im baltischen Gebiete endlich und ostwärts bis zum Timan und Ural breitet sich die russische Tafel aus, die sogar mit dem Kambrium beginnt. In ihrem Bereiche fand also die letzte Faltung schon zwischen dem archäischen Zeitalter und der kambrischen Periode statt. Das archäische Grundgebirge aber ist überall gefaltet.

Die präkambrischen, prädevonischen und karbonischen Gebirge Europas müssen in derselben Weise entstanden sein wie die jüngsten Kettengebirge. Die Schichten sind in ihnen gerade so verbogen, zusammengefaltet, überfaltet und überschoben wie im Jura und in den Alpen. Die bedeutendsten Störungen wurden am Nordwestrande des variszischen Bogens, wo das produktive Karbon Belgiens südwärts den Kohlenkalk und das Devon unterfuhr, dann im nordwestlichen Schottland und besonders am Ostrande des skandinavischen Faltensystemes nachgewiesen. Hier überlagern die gefalteten vorkambrischen kristallinen Schiefer des atlantischen Hochlandes auf einem flachen mit Reibungsbreccien belegten Wechsel das baltische Silur. Die Sprungweite beträgt nach Törnebohm 100—130 *km* und die meridionale Erstreckung der ungeheueren Dislokation 1200 *km*! Überall hat der baltische Rand der russischen Tafel das vordevonische Faltengebirge so unterfahren wie der Schollenjura den Kettenjura; und wo die Denudation in der Deckscholle eine Lücke, ein „Fenster", öffnete, kommt die längs der Wechselfläche gestauchte silurische Unterlage zum Vorschein. Da die atlantische Seite des skandinavischen Hochlandes starke Überfaltungen und stellenweise auch richtige Überschiebungen von Ost gegen West aufweist, besitzt das ganze Gebirge ein Fächerprofil.[1])

[1]) Vgl. Törnebohm, Über die große Überschiebung im skandinavischen Faltengebirge. IX. Congrès géol. internat. C. R. 1904 II, mit einer Übersichtskarte.

Digitized by Google

In dem zur Hälfte erschienenen Schlußbande seines „Antlitz der Erde" unternimmt es Suess, auch die Faltensysteme der fremden Erdteile nach dem Alter zu sondern. Leider kann diese Arbeit, die kein anderer zu leisten vermöchte, hier eben nur erwähnt werden. Ihre Ergebnisse entziehen sich der Wiedergabe in einem Lehrbuche nicht nur wegen der Zwecklosigkeit eines kurzen Auszuges, sondern auch deshalb, weil sie auf äußerst lückenhaften und ungleichwertigen Aufnahmen beruhen und daher zum großen Teil noch nicht schulreif sind.

Zur Theorie der Faltung.

Die Untersuchung der krausen Störungen, die den Bau der Faltengebirge bestimmen, führt zu drei Fragen: Wie können Schichten, die aus festen, spröden Gesteinen bestehen, verbogen und zusammengefaltet werden? Warum weicht die eine Erdscholle der horizontalen Stauung in Falten aus, während sich die andere starr verhält? Woher rührt der faltende Druck in der Erdrinde?

Fig. 194. Faltung der Kalkschichten am Abfall des Wiedemer gegen das Luitpoldhaus (Algäuer Alpen). Nach einer Photographie von Würthle.

Auf die erste Frage (Fig. 194) gibt die mikroskopische Beschaffenheit der gefalteten Gesteine, sehr oft aber auch schon ihr makroskopisches Aussehen Antwort. Es zeigt sich, daß die Verbiegung zumeist mit einer Zertrümmerung und Zermalmung Hand in Hand ging. Die spiegelnden Harnische und die feinen, oft mit sekretionärem Kalkspat oder Quarz verstopften Risse,

Digitized by Google

die sich in manchen gefalteten Felsarten an den Beugestellen oder auch im ganzen Gestein so häufig und so unregelmäßig kreuzen, daß man kein ordentliches Handstück schlagen kann, sind insgesamt Kennzeichen einer brüchigen Umformung. Die Gesteine müssen durch den Druck zunächst in grobe und feine Bruchstücke zermalmt worden sein, deren leichte Verschiebbarkeit die ärgsten Verbiegungen und Stauchungen der Schichten zuließ. Nachträglich wurden die Risse sekretionär ausgeheilt. So kommt es, daß manche Gesteine, vor allem die spröden Dolomite, eine wahre Breccienstruktur besitzen. In anderen sind die Spuren der Zertrümmerung so fein, daß man sie nur noch unter dem Mikroskope erkennt. Nach der Ansicht von Heim soll diese mikroskopische Art der brüchigen Umformung, die Kataklase, schon in einer Tiefe von 2 *km* in eine bruchlose Umformung übergehen. Heim glaubt, daß in dieser Tiefe alle Gesteine über ihre Druckfestigkeit hinaus belastet sind und daher eine gewisse, aus der Verschiebbarkeit der Moleküle hervorgehende Plastizität gewinnen. Dieser Zustand bleibt aber latent, weil der allgemeine, dem hydrostatischen Druck entsprechende Gebirgsdruck in allen Richtungen gleichmäßig wirkt, so daß kein Anlaß zu einer Verschiebung vorliegt. Setzt aber der faltende Horizontaldruck ein, so werden die Spannungsunterschiede durch das Gleiten der Moleküle ausgeglichen. Es braucht daher, z. B. in einem Feldspatkristalle, nicht zu Zerreißungen zu kommen. Während so die Faltung in der Tiefe bruchlos erfolgt, geben die hangenden Schichtenreihen dem Druck in brüchiger Umformung nach.

Es ist zweifellos richtig, daß sich viele Gesteine unter hohem Drucke plastisch verhalten. Hierher gehören vor allem die tonigen Schiefer, die durch die faltende Stauung nicht nur verdichtet und gehärtet, sondern auch unter molekularer Anpassung senkrecht zur Druckrichtung geschiefert werden, sowie die Kalksteine, in denen wegen der Verschiebbarkeit des Kalkspates längs paralleler Gleitflächen jedes Körnchen bruchlos umgestaltet werden kann. Das erklärt auch Kicks Experiment, in dem sich ein Marmorzylinder unter einem Drucke von einigen tausend Atmosphären in einem starken Eisenmantel so bildsam wie Wachs verhielt. Schiefertone, Tonschiefer und Kalksteine können demnach schon in geringer Tiefe bruchlos gefaltet werden. Dagegen lassen die spröden Quarzfeldspatgesteine nur dort bruchlose Verschiebungen zu, wo der schmiegsame Glimmer Gleitflächen anlegt. Die Alpengranite zeigen auch in den tiefsten Aufschlüssen der Grundgebirgskerne, in Lagen, die sich zur Zeit der kretazischen und der tertiären Hauptfaltung wohl mindestens 5 *km* unter der Oberfläche befanden, im Quarzfeldspataggregat sehr häufig Kataklase. Heims Lehre von der bruchlosen Tiefenfaltung bedarf sonach einer weitgehenden Einschränkung. Brauchbarer ist die Erklärung, die Becke im Anschlusse an Riecke für die bruchlose Schieferung der Tiefengesteine fand (S. 50).

An die zweite Frage, die der ungleichen Nachgiebigkeit der Schollen- und der Faltenländer gilt, kann man von einem geophysikalischen und einem geologischen Ausgangspunkte herantreten. Die Schweremessungen haben ergeben, daß die Erdrinde unter den Meeresräumen und auch unter den festländischen Senkungsfeldern (wie dem pannonischen Becken oder der

Digitized by Google

Poebene oder selbst dem kleinen Wiener Becken) einen Massenüberschuß und unter den Gebirgen, zumal unter den großen Kettengebirgen, einen Massenabgang aufweist. Die Schichtfolge aber lehrt, daß die Schollenländer einen wiederholten Wechsel von mariner Sedimentation und kontinentaler Denudation erfuhren, während die Faltengebirge zumeist aus tief und für lange Zeiträume versenkten Geosynklinalen hervorgingen (Dana, Suess, Haug u. a.). Man wird so vor einen offenkundigen Widerspruch gestellt: die gegenwärtigen, durch eine übermäßig dichte Unterlage gekennzeichneten Geosynklinalen, in denen Sedimente von der Art des alpinen Jura entstehen, sind — nach ihren Bodenformen zu urteilen — starre, nicht zur Faltung neigende Rindenstücke — gerade aus solchen Geosynklinalen aber gingen die Faltengebirge mit ihrem Massendefekt hervor. Wie früher bei der Erörterung der isostatischen Theorie so zeigt sich auch hier wieder, daß die Annahme einer ursprünglichen und bleibenden Massenverteilung auf unüberwindliche geologische Schwierigkeiten stößt. Wenn das Gebiet der Alpen und Karpaten im Karbon ein Kettengebirge mit negativer Dichteanomalie, im mesozoischen Zeitalter eine Geosynklinale mit positiver und in der späten Kreide- und Tertiärzeit wieder ein Gebirge mit negativer Anomalie war, so ist der Dichteunterschied benachbarter Erdschollen nicht als Ursache, sondern als Wirkung der Rindenbewegungen oder vielmehr mitsamt diesen Bewegungen als Wirkung unbekannter Tiefenvorgänge aufzufassen. Es scheint, daß unter jeder Geosynklinale zugleich mit der Senkung eine Verdichtung der Erdrinde eintritt, daß dann aus einem durchaus rätselhaften Grunde eine Zeit kommt, in der die Geosynklinale unter Auflockerung ihres Bodens gehoben und endlich nach dem Kentern der Dichteanomalie in Falten gelegt wird. Diese ganze Reihe von Vorgängen ist in den Erdräumen, die jetzt von den großen Kettengebirgen eingenommen werden, wiederholt abgelaufen, und zwar zu bestimmten Terminen. Solche kritische Zeiten waren, wie sich z. B. in den Alpen und Karpaten zeigte, der Ausgang der paläozoischen sowie der der mesozoischen Ära und dann die mittlere Tertiärzeit. Von außerordentlichem Interesse ist aber ein Umstand, der von Haug sichergestellt wurde. Am Beginn der jüngeren Kreidezeit, als die Region der Geosynklinalen aus dem Meere auftauchte und gefaltet wurde, trat in den Schollenländern, die bis dahin wiederholt trocken lagen, eine allgemeine, weit ausgreifende marine Transgression ein. Da Haug dieses gegensätzliche Verhalten der Schollen- und der Faltenländer auch für andere kritische Zeiten wahrscheinlich machte, gewinnt es fast den Anschein, daß zwischen den Geosynklinalen und ihrer Umgebung eine epeirogenetische Schaukelbewegung im Gange ist.

Eine starke Sedimentation an sich reicht nicht hin, eine Erdscholle faltbar zu machen. Sonst müßten vor allem die Gebiete, in denen Seichtwasserabsätze auf sinkendem Boden zu großer Mächtigkeit anwuchsen, zur Faltung neigen. Das ist aber, wie z. B. das Coloradoplateau mit seiner über 3000 *m* mächtigen mesozoischen und tertiären Schichtenreihe beweist, keineswegs der Fall; und die großen Kettengebirge, deren Baugeschichte gründlicher erforscht wurde, weisen zwar in den spät gefalteten Randzonen Seichtwasserbildungen auf (Flysch der Karpaten und der Alpen), sind aber in

Digitized by Google

der Hauptsache aus Geosynklinalen hervorgegangen, die lange Zeit Tiefseegründe waren und als solche nur einen kärglichen Bodensatz aufnahmen.

Neben den ursächlich noch nicht aufgehellten Beziehungen der Faltengebirge zu älteren Geosynklinalen kommt auch die Tiefenlage der kristallinen Schiefer und Granite in Betracht. In den Schollenländern, zwischen denen die Faltenzüge zusammengedrückt wurden, lag das Urgebirge zur Zeit der Faltung auf weiten Flächen unter einer dünnen Decke von Sedimenten oder auch ganz bloß, während es in den Geosynklinalen manchmal eine Schichtenreihe von mehreren Kilometern trug. Die äußerste Lage der Erdrinde bestand also hier aus Kalk, Mergel, Schieferton, Sandstein und dort aus kristallinen Silikatgesteinen von hoher Druckfestigkeit. Mit diesem Umstande wird sich in vielen Fällen die ungleiche Nachgiebigkeit benachbarter Rindenstücke erklären lassen. Daß selbst geringe Unterschiede in der Tiefenlage des Urgebirges Bedeutung gewinnen können, lehrt der Schweizer Jura, der am Südende des Rheingrabens noch im Bereiche des starren Schollenjura Falten angesetzt hat. (Vgl. S. 172.) Auch die Versteifung der inneren Gürtel eines Gebirges gegen das Wiedereinsetzen der Faltung mag mit dem Niveau des kristallinen Grundgebirges zusammenhängen.

Frech meint, daß sich Rindenteile, die schon einmal gefaltet wurden, gegen eine neue Faltung starr verhalten, während ungestörte Schollen demselben Drucke in Falten ausweichen. Darauf soll der Gegensatz zwischen den alten inneren und den spät gefalteten äußeren Zonen der großen Kettengebirge beruhen. Aber auch die Windungen der Gebirge leitet Frech aus der Verbreitung früh gefalteter Schollen ab, indem er annimmt, daß die Faltenzüge nur in den Zwischenräumen dieser starren Massive entstehen konnten. Ja er geht so weit, in den Kalkalpen, deren Bau in manchen Gebieten hauptsächlich von Falten, in anderen dagegen nur von Stauungsbrüchen beherrscht wird, ein Grundgebirge vorauszusetzen, das von der karbonischen Faltung nur stellenweise ergriffen wurde: Wo die Kalkalpen gefaltet sind, soll ihre Unterlage ungestört gewesen sein; und wo nur Stauungsbrüche vorkommen, soll sie dem karbonischen Hochgebirge angehört haben.

Frechs Hypothese steht und fällt mit der Behauptung, daß die Erdrinde durch die Gebirgsbildung versteift wird. Zu einer Steigerung der Druckfestigkeit kommt es aber nur in den Tongesteinen, die zu harten Tonschiefern verdichtet werden. Die spröderen Felsarten werden bei der Faltung zermalmt und wenn sie auch makro- und mikrobrecciös ausheilen, so können sie doch die ursprüngliche Druckfestigkeit nicht mehr gewinnen. Erstens haftet der sekretionäre Kitt, wie jeder Hammerschlag auf einen brecciösen Kalk, Dolomit oder Lydit lehrt, nicht so fest am Gesteine wie dessen Bestandteile aneinander, und zweitens siedelten sich auf den Verschiebungs- und Gleitflächen feldspatführender Gesteine schmiegsame glimmerige Neubildungen an, die weitere Verschiebungen außerordentlich begünstigen. Ein Flasergranit mit starker Kataklase kann in der Druckfestigkeit bis zum Phyllit sinken. Da in den großen Gebirgen die kristallinen Silikatgesteine, die Kalke, Dolomite und Sandsteine weitaus überwiegen,

Digitized by Google

müßten also unter sonst gleichen Umständen gerade die früh und stark gefalteten Zonen einer neuen Stauung am leichtesten nachgeben. Auch die tektonischen Verhältnisse sprechen gegen Frechs Hypothese. Wo sich auf den Grundgebirgszügen der Alpen Reste des diskordanten mesozoischen Daches erhielten, kann man aus dessen Dislokationen sehr oft entnehmen, daß die kretazischen und tertiären Faltungen durch die karbonische Gebirgsbildung nicht im geringsten gehemmt wurden. Dasselbe gilt von den mesozoischen Streifen der Kalkalpen, denn die Annahme, daß das Grundgebirge unter diesen nicht oder nur strichweise gestört war, ist ganz ungerechtfertigt: Die nördlichen und südlichen Kalkalpen werden dort, wo sie gefaltet sind, von den Zentralalpen gerade so diskordant unterteuft wie in den Profilen, die nur Stauungsbrüche aufweisen. Schließlich kommt noch in Betracht, daß sich die seit paläozoischen oder gar archäischen Zeiten nicht mehr gefalteten Schollenländer in den jüngeren Störungsperioden hätten weniger starr verhalten müssen als die wiederholt gefalteten Kettengebirge. Im Sinne Frechs ist es unverständlich, daß in der jüngeren Kreidezeit nicht die russische Tafel, sondern der durch die karbonische Stauung versteifte karpatische Rindenstreifen verbogen wurde.

Die dritte und wichtigste Frage gilt der Ursache der Gebirgsfaltung. In der reichen Saat von Hypothesen, die darüber aufging, sind von vornherein alle auszuscheiden, die nicht darauf Rücksicht nehmen, daß die Schichten der Kettengebirge zwischen starren Rindenstücken gewaltsam zusammengedrückt, faltig aufgetrieben und zu oberst wie in einem Eisstoß schollenweise aufeinander geschoben wurden. Wenn man die Entstehung der Gebirge aus dem Abgleiten mächtiger mariner Schichtenreihen auf flach geneigtem Boden oder aus dem geothermischen Aufdunsen der tieferen Lagen der Geosynklinalen oder aus dem Schwellen der Erdrinde über erstarrendem und dabei angeblich einen größeren Raum einnehmendem Magma oder aus dem Andrang der isostatisch sinkenden marinen Sedimentgürtel gegen die Ränder steigender Kontinente ableitet, so werden einem nicht einmal die Juraprofile, geschweige denn die gewaltigen Dislokationen der Alpen verständlich. Es gibt nur eine Gebirgsbildungshypothese, die sich mit dem Baue der großen Faltengebirge verträgt, und das ist die Lehre, daß der Erdball seine Rinde runzelt, weil er infolge der unausgesetzten Wärmeabgabe und auch infolge der Eruptionen einschrumpft. Man mag sich den Zustand des Erdkernes wie immer vorstellen, die Annahme einer magmatischen Kugelschale zwischen der starren Rinde und dem problematischen Kerne ist unter allen Umständen zulässig, ja geboten. In der obersten Lage dieser magmatischen Schale erreicht die Schrumpfung das höchste Maß, denn von ihr gingen unmittelbar und mittelbar die Eruptionen aus, die im Laufe der geologischen Zeiten die Erdrinde mit Laven übergossen und mit intrusiven Kernen, Stöcken und Gängen verstärkten; zugleich war der Wärmeverlust, der auf dem Wege der Leitung durch die Gesteine der Erdrinde erfolgte, hier stets am bedeutendsten. Je älter die Erde wird und je mehr sich ihre Rinde abwärts durch Erstarrung des Magmas verdickt, desto größer wird die Tiefe, in der die Kugelschale der stärksten Kontraktion zu suchen ist. Infolge der Streckung dieser Schale

Digitized by Google

müßte die Erdrinde, die nicht eingeht und durch die intrusiven Gesteine sogar eine Dilatation erfährt, für den Erdkern zu weit werden und sich als Gewölbe von ihm abheben, wenn dieses Gewölbe nicht fortwährend und in allen Teilen unter seiner eigenen Last eingedrückt würde. Immerhin bewirkt die Gewölbespannung, daß die Rinde in ihren tieferen, homogenen Lagen ziemlich gleichmäßig gestaut wird, während in der äußersten Kugelschale die weniger starren Schollen zwischen den starren zusammengedrückt und zu Faltenzügen aufgetrieben werden.

Die Kontraktionstheorie kam schon zu einer Zeit auf, als man den Bau der Gebirge noch gar nicht kannte. Sie bewährte sich jedoch um so besser, je weiter die Geotektonik fortschritt, und seit Dana gilt sie in der Geologie ziemlich allgemein als unersetzlich. Man darf sich aber nicht verhehlen, daß auch sie nicht aller Schwierigkeiten Herr wird und vor einer sehr wichtigen Frage ganz versagt: Die Wärmeabgabe und Raumabnahme der Erde ist ein stetiger Vorgang, die daraus abgeleitete Gebirgsfaltung dagegen eine vorübergehende konvulsivische Störung. Überall haben sich die archäische und frühpaläozoische, die karbonische, spätkretazische und mitteltertiäre Zeit als kritische Termine erwiesen. Dazwischen setzte die Gebirgsbildung, wie aus der vollkommenen Konkordanz mehrerer Formationen hervorgeht, durch unermeßliche Zeiträume ganz aus. Wie die Theorie mit dieser Tatsache auskommen soll, ist nicht abzusehen. Selbst wenn die jetzt vom Meere eingenommenen Erdschollen zu anderen Zeiten gefaltet worden sein sollten, dürfte man diese Störungsperioden doch wieder nur als sehr kurze Abschnitte langer geologischer Zeiträume auffassen. Alles spricht dagegen, daß die Rindenrunzelung bald da bald dort einsetzte, im ganzen aber ununterbrochen anhielt. Ungelöst bleibt auch das epeirogenetische Rätsel, warum die Geosynklinalen zu gewissen, nach langen Ruheperioden wiederkehrenden kritischen Zeiten gehoben und sodann als nachgiebige Schollen verbogen und gefaltet werden.

4. Die vulkanischen Erscheinungen.

Scrope, Über Vulkane. 2. Aufl. übers. von Klöden. 1872.
Heim, Der Vesuv im April 1872. Ztsch. der deutschen Geol. Ges. 1873. Der Ausbruch des Vesuv im April 1872. Mit einer allgemeinen Einführung in die Erscheinungen der Vulkane. 1873.
Reyer, Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. 1877 (vgl. auch Theoretische Geologie. 1888).
Tschermak, Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitz.-Ber. der Wiener Akad. d. Wiss. 1877.
Gilbert, Geology of the Henry Mountains, U. S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. 2. Aufl. 1880.
Löwl, Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. 1885.
Löwl, Spalten und Vulkane. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886.
Dana, A dissected volcanic mountain. American Journ. of Science. 1886.
Dana, Characteristics of Volcanoes, with Contributions of Facts and Principles from the Hawaiian Islands. London 1890.
Daubrée, Recherches expérimentales sur le rôle possible des gaz à hautes températures . . . dans divers phénomènes géologiques. Bull. Soc. Géol. de France. 1891.

Digitized by Google

Thoroddsen, Die Vulkane im nordöstlichen Island. Mitt. der Geograph. Ges. Wien 1891.
Andreae, Über die Nachahmung des Geysirphänomens. N. Jahrb. f. Min. 1893, II.
Cross, The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. U. S. Geol. Survey, XIV. Annual Report, II. 1894.
Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren. 1895.
Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Kristiania 1895.
Suess, Einige Bemerkungen über den Mond. Sitz.-Ber. d. Wiener Akademie. 1895.
Löwl, Der Granatspitzkern. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1896.
Geikie, The ancient Volcanoes of Great Britain. London 1897.
Salomon, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch körnigen Massen. Tschermaks Mineral. u. Petrograph. Mitt. 1897.
Bergeat, Die Äolischen Inseln. Abh. der k. bayr. Akad. d. Wiss. 1899.
Arrhenius, Zur Physik des Vulkanismus. Stockholm 1900. Vgl. auch: Lehrbuch der kosmischen Physik. 1903.
Dölter, Die Dichte des flüssigen und des festen Magmas. N. Jahrb. f. Min. 1901, II.
Stübel, Über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. 1901.
Stübel, Über die Verbreitung der hauptsächlichen Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika. Petermanns Mitt. 1902.
Bergeat, Stübels Untersuchungen über die Eruptionszentren in Südamerika. Zentralblatt f. Min. usw. 1902, Nr. 23.
Suess, Über heiße Quellen. Vhdl. d. Ges. deutscher Naturforscher u. Ärzte, Allg. Teil, 1902.
Branco, Zur Spaltenfrage der Vulkane. Sitz.-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1903.
Becke, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Tschermaks Mineral. u. Petrograph. Mitt. 1903.
Dölter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. d. Wiss. 1903.
Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Gerland, Beiträge zur Geophysik. 1903.
Salomon, Über die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites. Sitz.-Ber. der k. preuß. Akad. d. Wiss. 1903.
Haas, Der Vulkan. Natur und Wesen der Feuerberge. 1904.
Sapper, Die vulkanischen Kleinen Antillen und die Ausbrüche 1902—03. N. Jahrb. f. Min. 1904, II.
Hovey, The 1902—1903 Eruptions of Mont Pelé, Martinique and the Soufrière, St. Vincent. Congrès géol. internat. Vienne 1903, Compte Rendu 1904, II.
Lacroix, La Montagne Pelée, 1905.
Thoroddsen, Die Bruchlinien Islands und ihre Beziehungen zu den Vulkanen. Pet. Mitt. 1905.
Hibsch, Erläuterungen zur geol. Karte des böhmischen Mittelgebirges. Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt. seit 1896.

Vulkanische Ausbrüche.

Die eruptive Tätigkeit der Erde läßt sich zwar im Gegensatze zur Gebirgsbildung nicht nur in ihren Wirkungen, sondern auch in ihrem oberirdischen Verlaufe beobachten, ihre Ursachen sind jedoch trotzdem ebenso dunkel wie die der Hebungen, Senkungen und faltenden Stauungen. Eine vulkanische Eruption ist ein Ausstoß schmelzflüssiger und gasförmiger magmatischer Stoffe durch die Erdrinde. Je nachdem der Hohlgang als Schlot oder als Spalte mündet, je nachdem mehr Lava oder mehr Gase ausbrechen, endlich je nach der Stärke und Dauer der Eruptionen kommen auf der Oberfläche grundverschiedene Typen von vulkanischen Bildungen zustande. Ein Vulkan im engeren Sinne wird nur in und über dem Ausgange eines Schlotes angelegt und seine einfachste Form ist der explosive Trichter, den

Digitized by Google

Branco in einem kühnen Bilde als Vulkanembryo bezeichnete. Solche Trichter werden durch hochgespannte Gase ausgeblasen, die in geringer Tiefe aus dem emporgetriebenen Magma ausspratzen. Daubrée hat experimentell gezeigt, daß durch Explosionen wirklich trichterförmig ausgehende Schußröhren oder Diatremen, wie er sie nannte, hergestellt werden können.

Nicht anders sind die regelmäßigen, oft von Seen eingenommenen Kessel entstanden, die in manchen Vulkangebieten in das Grundgestein eingesenkt und nur von einem unansehnlichen Ringwalle von Auswürflingen und von Sprengstücken des anstehenden Gesteines umgeben sind. In der Eifel heißt ein solches Felsbecken Maar und diese Bezeichnung hat sich für vulkanische Minentrichter überhaupt eingebürgert. In manchen Vulkangebieten, wie der Eifel, der Umgebung von Urach, dem französischen Zentralplateau, den Albaner Bergen, treten die Maare in regellosen Gruppen auf. Anderswo, so im südlichen Island, auf der Nordinsel von Neuseeland und in den Diamantenfeldern Südafrikas sind sie reihentörmig angeordnet. Ein besonderes Interesse beanspruchen die Uracher und die Neuseeländer Trichter. Die Uracher, deren Tiefe zwischen 20 und 80 *m* und deren Durchmesser zwischen 250 und 1000 *m* schwankt, wurden aus dem weißen Jura ausgeblasen und ihre Schußröhren sind an dem erosiven Nordrande der Alb in vortrefflichen Aufschlüssen zu sehen. Die Füllung der Schlote besteht aus dem lockeren Auswurfe, der in die Mündung der Eruptionskanäle zurückfiel und hier zu einem Brockentuff erhärtete. In größerer Tiefe gehen die Tuffstiele in Basaltstiele über. Wie Branco a. a. O. nachwies, sind die Stiele insgesamt regellos verteilt und gehen auf eigenen Wegen, ohne irgendwo einem Bruche zu folgen, durch die ungestörte Jnratafel hindurch. (Vgl. Fig. 209.) Im Gegensatze zu diesen jungtertiären Diatremen liegen die Trichter, die auf der Nordinsel von Neuseeland durch die furchtbaren Dampfexplosionen vom 10. Jnni 1886 auf dem Tarawerarücken und südwestlich davon am Rotomahanasee ausgesprengt wurden, in einer schnurgeraden Reihe. Die Eruptionen dauerten im ganzen nur 4 Stunden. Bald nach Mitternacht wurden sie durch ein Erdbeben eingeleitet. Um 2 Uhr erfolgten auf dem Tarawera rasch hintereinander heftige Explosionen, wobei eine Dampfwolke anfstieg, aus der unter starkem Regen ein Schlacken- und Aschenfall niederging. Um 4 Uhr wurden durch weitere Explosionen die berühmten Kieselsinterterrassen des Rotomahanasees zerstört. Um 6 Uhr früh war alles vorbei. Zu einem Lavaerguß kam es nicht. Das aufgestiegene basaltische Magma war durch den explodierenden Wasserdampf vollständig zerstäubt und in die Luft geschossen worden. Die Asche fiel infolge der Kondensation des Dampfes als Schlammregen nieder und überzog die Umgebung der Ausbruchstellen mit einer dicken schwarzen Decke, die alle Siedelungen und Kulturen vernichtete. Die Ausbruchstellen selbst wurden mit basaltischen Lapilli überschüttet und die weißen Wände der in dem alten Quarztrachyt des Tarawerarückens ausgeblasenen Trichter heben sich scharf von dem schwarzen Übergusse ab. (Fig. 195.) Die Tiefe der Trichter mag im Mittel 150 *m*, der Durchmesser 500 *m* erreichen. Die flachen Böden werden von dem Ausgehenden der Schlackenstiele gebildet, die die Schlote verstopften und in unbestimmter Tiefe von dem dort verbliebenen und erstarrten

Digitized by Google

Basalt abgelöst werden müssen. Die Mündungen der gefüllten Schußröhren bilden einzelne, scharf gesonderte Trichter, die eine 14 *km* lange, gerade, von der Höhe des Tarawera gegen SW. herabziehende Reihe einhalten und durch Brücken von wechselnder Breite, stellenweise durch scharf zulaufende Felsmauern, geschieden werden. Diese Mauern sind, wie neuerdings von Grosser festgestellt wurde, durchaus ungestört und weisen auch nicht die leiseste Spur eines Bruches auf.[1]) Von einer „Vulkanspalte" und einem „Spaltenausbruch" kann also nicht die Rede sein.

Fig. 195. Die obersten Sprengtrichter auf dem Tarawera, nach Grosser.

Echte Spaltenausbrüche hat Thoroddsen auf Island nachgewiesen.[2]) Er traf hier auf seinen Streifzügen nicht weniger als 87, zum Teil von Grabenbrüchen herrührende Sprünge an, die 10—35 *km* weit fortstreichen und stellenweise durch kleine Vulkankegel verstopft werden. In den Lücken solcher Vulkanreihen klaffen die Spalten 20—50 *m* tief. Einige, aus denen die Lava nicht ausgeworfen wurde, sondern ruhig in Strömen ausfloß, sind in ihrer ganzen Erstreckung offen.

Ist die Eruption mit der Aussprengung von Trichtern und der Zerstäubung des obersten Teiles der Magmasäule nicht erschöpft, hält der Auftrieb vielmehr an, so wird über dem Schlunde durch radialen Lavaerguß und Schlackenauswurf ein Vulkan aufgebaut. Von den Laven, den gröberen und feineren Auswürflingen sowie von der Bedeutung des chemischen Bestandes, zumal des Kieselsäure- und des Wassergehaltes der Magmen, war schon in dem petrographischen Abschnitte die Rede.

Die Bildungsweise eines Vulkanes bringt es mit sich, daß der aus perikline Lagen aufgebaute Kegel statt der Spitze eine kesselförmige Vertiefung,

[1]) Grosser, Vulkanologische Streifzüge im Maoriland. Vhdl. d. naturhist. Vereines der Rheinlande. 1904, 50.

[2]) Pet. Mitt. 1905, III.

Digitized by Google

den Krater, trägt. Das Zurücksinken der Magmasäule nach dem Lavaergusse wirkt in demselben Sinne wie die ringförmige Verteilung aller Schlacken, die nicht genau scheitelrecht emporgeschleudert wurden und daher auch nicht in die Schlotmündung zurückfallen konnten. Der Kraterboden besteht aus der erstarrten, unter Umständen auch aus der noch im Schmelzflusse befindlichen Oberfläche der Magmasäule oder aus der obersten Lage der in die Mündung zurückgefallenen und den Schlund verstopfenden Auswürflinge.

Der Lavaerguß kann unter zweierlei, wesentlich verschiedenen Umständen erfolgen. Wird der Schlot durch längere Zeit von einem nicht allzu wasserreichen Magma eingenommen, so sammelt sich der Wasserdampf in dem obersten, entlasteten Teile so lange an, bis seine Spannung hinreicht, das Magma zum Aufkochen und Überfließen zu bringen. Solche Ergüsse folgen in einem gewissen Rhythmus aufeinander, halten sich immer in engen Grenzen und werden gewöhnlich von schwachen, durch das ausspratzende Gas bewirkten Schlackenauswürfen begleitet. Kommt es dagegen zu einem ziemlich ruhigen oder auch ganz ungestörten Ergusse, der so lange anhält, daß sich die Lava in riesigen Strömen und ganzen Decken ausbreitet, so erweisen sich die allfälligen Dampfentladungen als unwesentliche Nebenerscheinungen. In solchen Fällen kommt der unerklärte vulkanische Auftrieb des Magmas rein zur Geltung.

Die ausgetretene Lava fließt wie ein Schlammstrom ab. Ihre Geschwindigkeit und die Art der Erstarrung hängt von den Böschungsverhältnissen und der Stärke des Ergusses, besonders aber von der Schmelzbarkeit und dem Wassergehalte des Magmas ab. Nach Dölter liegt der Schmelzpunkt der basischen Erstarrungsgesteine durchschnittlich etwa bei 1000°, der der sauren aber erst bei 1200° und darüber. So kommt es, daß basaltische Laven länger flüssig bleiben als trachytische und daher rasch ablaufende, seichte und lange Ströme und weite, deckenförmige Lavafelder bilden, während die trachytischen gleich nach dem Austritte träge werden und sich in kurzen, gedrungenen Strömen abwärts wälzen. In der basaltischen Ätnalava von 1892 maß Bartoldi an der Ausbruchstelle, 1 *m* unter der Oberfläche, 1060° und 3 *km* weiter nur noch 750°. Sehr dünnflüssige Ströme wie die auf Hawai müssen eine viel höhere Temperatur besitzen. Infolge der starken Abkühlung durch die Luft und den Boden sondert jeder Lavastrom rasch eine Schlackendecke und ein Schlackenpflaster ab und auf steileren Vulkanhängen, über die eine dünnflüssige Lava kataraktisch hinabschießt, ist das Schlackenpflaster gewöhnlich alles, was der Erguß hinterläßt. An der Stirn eines vorrückenden Stromes gerät die Schlackendecke, da die Geschwindigkeit der tieferen Lagen durch die Reibung am Boden vermindert wird, zum Pflaster herab und wird mit diesem vom Strome überwälzt.

War das eruptive Magma wasserreich, so entweicht der Dampf in solcher Menge, daß über den Lavaströmen dichte Wolken kondensiert werden. In der erstarrenden Lava selbst treibt das Gas winzige bis bohnengroße Hohlräume auf, die in der porösen oder blasigen Textur des Erstarrungsgesteines erhalten bleiben. Durch starke örtliche Gasansammlung werden wohl auch faust- bis kopfgroße Blasen, ja selbst meterhohe Lavahöhlen aufgebläht. Die Streckung der Blasen in der Stromrichtung pflegt eine auffällige Fluidaltextur hervor-

Digitized by Google

zurufen. Da die Gasentwicklung gegen die Oberfläche zunimmt, ist die Lava im Innern der Ströme zumeist steinig oder doch nur porös, nach oben hin aber fein- bis grobblasig und auf der Oberfläche, die durch den ausspratzenden Dampf zerfetzt wurde, rauhschlackig erstarrt. Eine solche rauhe und zerrissene Kruste staut sich im Fließen zu einem Haufwerke loser, klirrend übereinander kollernder Blöcke an und wurde daher von Heim als Block- oder Schollenlava bezeichnet. Stammt die Lava von einem wasserarmen Magma

Fig. 196. Stirn eines Blocklavastromes. Ätnaeruption vom 11. September 1892, nach einer Photographie von Mauro.

ab, was man schon von weitem an der Wolkenfreiheit des Stromes erkennt, so bleibt ihre Schlackenhaut unverletzt und wird im Erstarren nur durch die Strömung wulstig zusammengefaltet oder tauartig ausgezogen und gedreht. Diese Fladen- oder Gekröslava erstarrt viel langsamer als die Blocklava, deren Abkühlung durch den mit der Dampfentwicklung verbundenen raschen Wärmeentzug beschleunigt wird. Der Ätna fördert nur Blocklava zutage, der Vesuv dagegen bald Blocklava (1872), bald Fladenlava (1859, 1891—94).

Da die Schlackenkruste ein schlechter Leiter ist, kann man sie unter Umständen gleich nach ihrer Bildung betreten und durch ihre Risse und Schründe in die Rotglut des Stromes hineinschauen. Der Schutz der schlechtleitenden Kruste und auch die Wärme, die bei der Kristallisation der zuerst ausgeschiedenen Mineralien frei wird, verzögert die Abkühlung des Innern so sehr, daß mächtige Ströme erst nach Jahren oder gar Jahrzehnten durch und durch erstarren und daß in der Lava ansehnliche Einsprenglinge auskristallisieren können. Manche dieser Einsprenglinge, so die Leuzitoeder, Augittafeln und Olivinkörner, brauchen keineswegs fertig aus dem Vulkan-

Digitized by Google

schlote emporgebracht worden zu sein, wie Rosenbusch annimmt. Vogt hat theoretisch nachgewiesen, daß sie ihrem Verhältnisse zum Eutektikum gemäß auch in der Lava entstehen können; und tatsächlich läßt sich sehr oft beobachten, daß die Kristalle in der Schlackenkruste immer kleiner werden und in der rasch abgekühlten und glasig erstarrten äußersten Lage ganz

Fig. 197. Fladenlava unter dem Vesuvobservatorium.

fehlen. Sind dagegen auch hier größere Individuen — zumal von Hornblende oder Feldspat — eingesprengt, dann liegen allerdings Kristalle vor, die schon in der Tiefe des Schlotes aus dem Magma ausgeschieden wurden.

Die abweichende Beschaffenheit der blasigen und schlackigen, mit einer Glashaut überzogenen Kruste und des feinporösen oder ganz steinigen, porphyrisch erstarrten Innern läßt oft die Zerlegung alter, bis auf einzelne Tafel- und Kegelberge abgetragener Ergußmassen zu. Fig. 198 zeigt drei Stromreste übereinander.

Hat sich die Lava einmal mit einem Schlackenpanzer überzogen, so können die aus dem erstarrenden Kerne ausgeschiedenen Gase nur noch durch Lücken entweichen. Sie reißen dabei oft Lavafetzen mit, die auf dem

Digitized by Google

Stromrücken kleine Schlackenkegel und Schlackenschornsteine herstellen. Mit dem Wasserdampfe sind in geringen Mengen, oft nur spurenweise, andere Gase vermischt, aus denen in den Blasen, Rissen und auch auf der Oberfläche der Kruste mancherlei Stoffe sublimiert werden. Sogar Silikate müssen

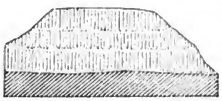


Fig. 198. Basaltberg aus drei säulenförmig zerklüfteten Stromresten, deren Grenzen durch schlackige und blasige oder mandelsteinige Lagen bezeichnet werden.

sich verflüchtigen, denn im Bereiche von Gasexhalationen kommen oft pneumatogene Kristalle von Sanidin, Leuzit, Augit, Biotit usw. vor. An den Wänden der Kirche von Torre del Greco setzten sich, als im Jahre 1794 ein Lavastrom des Vesuv eindrang, die schönsten Augitkristalle an. Viel häufiger als die Kieselsäure- sind jedoch die Chlorverbindungen, die als Kochsalz, Salmiak und schwefelgelbes (oft mit Schwefel verwechseltes) Eisenchlorid die Schlacken überrinden. Nach weiterer Abkühlung der Lava ist der Wasserdampf hauptsächlich mit Salzsäure und schwefeliger Säure, und wenn die Temperatur unter 300° sinkt, nur noch mit Schwefelwasserstoff und Kohlensäure geschwängert. Die Zersetzung des Schwefelwasserstoffes liefert als Sublimat Schwefel und aus der Einwirkung des Wasserdampfes auf Eisenchlorid geht unter Bildung von Salzsäure der Eisenglanz hervor, der in feinschuppigen Überzügen die Blasen und Risse der Laven auskleidet.

Die Kontaktmetamorphose, die von Lavaströmen ausgeht, reicht selbst in leicht angreifbaren Gesteinen nur einige Meter weit und stellt sich immer als eine reine Hitzewirkung dar. Tone und Mergel werden wie im Ziegelofen rot und hart gebrannt, dichte Gebirgskalke gehen durch eine molekulare Umlagerung, die allfällige Schichtfugen, Klüfte, Fossilien verwischt und bituminöse Stoffe austreibt, in weißen Marmor über, Braunkohle endlich wird schlackig verkokt oder auch zu Steinkohle, ja selbst zu Anthrazit veredelt. In Tonen, Mergeln, Sandsteinen und Kohlen stellt sich außerdem eine senkrechte stengelige Zerklüftung ein.

Hält man unter den Vulkanen Umschau, die durch reine Lavaergüsse aufgebaut wurden, so ordnen sich die mannigfaltigen Formen bald einigen

Fig. 199. Profil eines basaltischen Lavakegels.

Typen unter, deren Wesen aus dem Flüssigkeitsgrade, also der Temperatur und dem chemischen Bestande des Magmas, und aus der Ergiebigkeit der Eruption abzuleiten ist. Basaltische Ergüsse legen bei mäßigem Auftriebe ganz flache, schildförmige Lavakegel mit steilwandigem oder tellerartigem Krater an. Die rasch abfließenden radialen Ströme lassen rings um den Krater nur ein dünnes Schlackenpflaster liegen und erstarren erst an der

Digitized by Google

Stirn, also am Fuße des Kegels, in ihrer wahren Mächtigkeit. Manche kleinere Vulkane dieser Art mögen im Laufe eines Ausbruches gleichsam in einem Guße — ohne daß die ersten Ströme als Unterlage der folgenden erstarrt wären — gebildet worden sein und hätten somit tatsächlich als monogene Vulkane im Sinne Stübels zu gelten.[1]) Die vollkommensten schildförmigen Lavakegel sind die Dyngjur, die Thoroddsen a. a. O. aus Nordostisland beschreibt. Ihre Böschungen schwanken zwischen 1 und 10°. Trölladyngja und Kolóttadyngja sind die größten. Die erste hat eine Höhe von 1500 *m* und einen Durchmesser von 15 *km*, die zweite mißt 1200 *m* und 6—7 *km*. Echte Dyngjur sind auch die sanft ansteigenden, Bank für Bank aus flachen basaltischen Strömen aufgeführten Riesenvulkane von Hawai. Der ruhende Mauna Kea (4208 *m*) und der Mauna Loa (4168 *m*) mit einem tätigen Gipfelkrater und dem Lavasee Kilauea am Fuße erheben sich hier rund 8 *km* über ihre Grundfläche, die Hawaischwelle.

Fig. 200. Die Schlackenkegel Puy la Goutte und Petit Puy de Sarcoui mit der trachytischen Kuppe des Grand Puy de Sarcoui in der Mitte. Nach Scrope.

Trachytische Laven treten in kurzen gedrungenen Strömen aus, die sich zu steilen Kuppen von der Art des Grand Sarcoui in der Auvergne übereinander legen. An die Stelle des zähen Ergusses tritt in solchen Fällen wohl auch der Auftrieb durch innere Nachschübe; doch darf man sich den Bau der glockenförmigen, kraterlosen „Quellkuppen“ nicht so vorstellen, wie ihn das beliebte, von den meisten Lehrbüchern aufgenommene Zwiebelprofil Reyers zu veranschaulichen sucht. Nirgends wurde ein Lavaerguß

Fig. 201. Schema einer Quellkuppe nach Reyer.

dieser Art angetroffen und auch die Lavastiele, die als Schlotfüllungen aus der Unterlage abgetragener Vulkane aufragen, zeigen nur auf dem Scheitel sphärisch gekrümmte, an den Rändern dagegen zylindrische Schalen.[2])

[1]) Der 150 *m* hohe Fladenlavakegel, der 1891—1894 auf dem Boden des Atrio zwischen Vesuv und Monte Somma aufgeführt wurde, ist keineswegs monogen, sondern besteht aus periklinen Strömen, die vollkommen erstarrt waren, ehe sie von den nächsten Ergüssen überdeckt wurden.

[2]) Vgl. Die intrusiven Lagerungsformen in dem Abschnitte über die Denudationsreihe der Vulkane.

Digitized by Google

Reiß und Stübel waren im Jahre 1866 zur Stelle, als in dem riesigen, vom Meere eingenommenen Krater des Inselringes von Santorin durch das Aufquellen einer zähen andesitischen Lava die Insel Georgios entstand. Sie sahen, wie der schwerflüssige Brei zu einem flachen Buckel anschwoll, der durch radial überwallende Nachschübe in einen stumpfen Kegel überging.[1]) Das größte Interesse erregte die Lavakuppe, die auf dem Mont Pelé 5 Monate nach dem unheilvollen Ausbruche vom 8. Mai 1902 angelegt wurde. Auf dem alten Kraterboden Etangsec, der 700 *m* über dem Meere und 500 *m* unter dem höchsten Teile des Ringwalles lag, entstand schon im Mai und Juni ein neuer Kegel, der nach und nach den ganzen Krater einnahm. Da er wohl einen flachen Scheitel, aber keine Trichteröffnung erkennen ließ und oft in seiner ganzen Masse in Weißglut erstrahlte, konnte es sich nur um einen Austritt zäher Lava handeln. Am 10. Oktober stieg aus diesem andesitischen Lavakegel, und zwar aus dem östlichen Teile des Scheitels, eine felsige, im Innern aber noch rotglühende und auf der Oberfläche senkrecht gestriemte Säule auf, und diese Säule wuchs im Laufe der nächsten Wochen in einer mittleren Stärke von ungefähr 100 *m* so rasch in die Höhe, daß sie am 26. November 324 *m* maß.[1]) Seither trat bald eine Erniedrigung durch Abbruch, bald eine neuerliche Erhebung ein. Am 30. Mai 1903 erreichte die Andesitsäule mit 375 *m* (1585 *m* über dem Meere) ihre größte Höhe. Zugleich schwoll aber auch der ganze Kegelstutz an. Im Herbst betrug sein Wachstum über 100 *m*. Dabei ließ er auf der

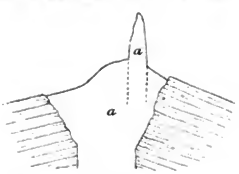


Fig. 202. Profil durch den alten Pelé-Krater mit der Andesitfüllung *a* und dem Turme *a'*.

NW.-Seite des Scheitels eine zweite, aber nur 20 *m* hohe Säule emporsteigen. Die Hauptsäule stürzte damals infolge der lebhafteren Tätigkeit des Vulkans ein. Es unterliegt keinem Zweifel, daß der fingerförmige Austritt und Aufstieg des erstarrenden Andesits durch sehr viskose Nachschübe veranlaßt wurde, die durch den noch nicht erstarrten Lavakegel emporddrangen. Lacroix vergleicht den Vorgang mit dem Austritte einer Pasta aus der Tube.

Erfolgen die Ergüsse nicht aus vereinzelten Schloten, sondern aus Gruppen und Reihen von Trichtern oder aus ganzen Spalten und ist der Auftrieb sehr stark und lang anhaltend, kommt es also zu sogenannten Massenerupt ionen, dann werden durch sauere Laven kuppige Bergzüge, durch

[1]) Reiß und Stübel, Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche von Santorin, 1868.

[1]) Vgl. Hovey und Lacroix a. a. O.

Digitized by Google

basische dagegen weite Lavafelder oder Decken angelegt. Das andesitische Vihorlat-Gutingebirge am Südrande der Mittelkarpaten und die andesitische Hargitta im östlichen Siebenbürgen sind typische Vertreter der ersten Form; die riesigen, 1000—2000 *m* mächtigen und Hunderttausende von Quadratkilometern umfassenden Basalttafeln, die in der Tertiärzeit im nordwestlichen Dekan, im Gebiete des Columbia River der westlichen Vereinigten Staaten und in der nordatlantischen Region von den Faröern bis Island durch zahllose Deckenergüsse ausgebreitet wurden, stellen die zweite, viel häufigere Art von Masseneruptionen dar.

Wird nach der Aussprengung eines Schlotes weiterhin ein wasserdampfreiches Magma gefördert, so kommt es nicht zu Lavaergüssen, sondern zu Auswürfen der explosiv zerfetzten und zerstäubten Schlotfüllung. Die schlackigen Blöcke, Bomben und Lapilli, die kristallreichen Sande und Aschen, die dabei in die Luft geschossen werden, lernten wir schon früher kennen. Sie sind es, die im Dunkel der Nacht durch ihre Rotglut und ihre raketenartigen Flugbahnen das Bild des „feuerspeienden Berges" erwecken. Hält sich die Magmasäule längere Zeit im Schlote und wird ihr oberster Teil nicht ganz zu Asche zerblasen, sondern durch Explosionen von mäßiger Stärke in Lavafladen ausgeworfen, so streuen diese im Flug erstarrenden Schlacken, soweit sie nicht in den Schlund zurückfallen, rings um die Mündung einen Kraterberg auf, den man im Gegensatze zum Lavakegel als Schlackenkegel bezeichnet. Ein solcher Vulkan wird aus periklinen Lagen gröberer und feinerer Auswürfe bestehen. Die gröberen bilden zumeist den First des Ringwalles und lassen, da sie oft als halberstarrte Schlacken herabfallen und zu einem festen Hanfwerke verschweißt werden, sehr steile Böschungen aufkommen. Die feineren Auswürflinge werden höher emporgeschleudert und fallen schon deshalb, dann aber auch infolge des zentrifugalen Luftabflusses, der über einem tätigen Vulkane eintritt, in einem weiteren Umkreise nieder. So kommt es, daß die Schlacken, Lapilli, Sande und Aschen geseigert werden und daß große Streukegel Profile gewinnen, in denen die Böschung mit der Korngröße sinkt.

Der Durchmesser des Kraters richtet sich nach der Stärke der Explosionen. Je höher die Auswürfe gehen, in desto weiterem Abstande vom

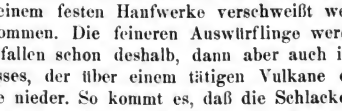


Fig. 203. Schlackenkegel von dem Baue des Monte Nuovo. Im Schlote Brockentuff.

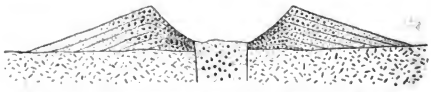


Fig. 204. Schlackenkegel von dem Baue der Solfatara.

Schlote häufen sich die Schlacken zum Ringwalle an. Ein Schlackenkegel mit engem Krater ist rein periklin gebaut (Fig. 203). Ein weiter Krater

Digitized by Google

dagegen begünstigt eine heterokline Anlage (Fig. 204), weil sich die innerhalb des Ringfirstes niederfallenden Schlacken in einwärts gerichteten Halden anhäufen können.

Wie unter den kleinen Lavakegeln so kommen auch unter den kleinen Streukegeln Bildungen vor, die man nach der Einfachheit ihres Baues als monogene Vulkane auffassen, also auf einen Auswurf oder doch auf eine kurze und rasch abgelaufene Reihe von Auswürfen zurückführen kann. Ein solcher Schlackenkegel ist der trachytische Monte Nuovo in den Phlegräischen Feldern, der in der Nacht vom 29. auf den 30. September 1538 im Laufe einiger Stunden aufgeschüttet wurde. Der denkwürdige Bericht eines sehr eifrigen und aufmerksamen Beobachters wird in Neumayrs Erdgeschichte, I., S. 174 u. f., wortgetreu angeführt. Dieser Augenzeuge sagt zunächst aus, daß sich an der Ausbruchstelle früher eine Ebene und eine seichte Meeresbucht ausbreitete. Am Tage vor der Eruption trat eine Hebung ein, die den Boden der Bucht trocken legte. Am nächsten Morgen folgte eine Senkung der kritischen Stelle und nachmittags eine hügelartige Auftreibung. Abends tat sich endlich an dieser Stelle der „Feuerschlund" auf, in dessen Umkreis die ausgeworfenen glühenden Fladen den Kraterberg aufschütteten, während über die weitere Umgebung ein Aschenregen niederging. In den ersten Oktobertagen fanden noch einige schwache Auswürfe statt, bis zum Jänner rauchte der Krater, seither aber ist er erloschen.[1]) Der so entstandene monogene Vulkan ist 140 *m* hoch und hat einen Krater von 370 *m* Durchmesser und 120 *m* Tiefe. Der Kraterboden liegt also nur 20 *m* über dem Meere.

Wie der Monte Nuovo sind auch die übrigen Kraterberge der Phlegräischen Felder trachytische Streukegel. Sie rühren von vorgeschichtlichen Ausbrüchen her und waren insgesamt Eintagsvulkane oder doch sehr kurzlebige Feuerberge. Die Phlegräischen Felder können als Typus jener weit verbreiteten Vulkanregionen gelten, in denen sich das Magma die alten Schlote nicht offen hält und daher immer wieder auf neu ausgesprengten Wegen emporgetrieben wird. Nach den Puys der Auvergne pflegt man diese Vulkanform als Puytypus zu bezeichnen (Fig. 200).

Wird das Magma nicht aus Trichtern, sondern aus kilometerlangen Spalten emporgeblasen, so häufen sich statt regelmäßiger Streukegel elliptisch verzogene Kraterberge an, die schließlich in langgestreckte Doppelwälle übergehen. Solche paarige Schlackenzüge hat Thoroddsen auf Island häufig angetroffen. Andere Störungen der Kegelform sind äolischer Art. Sie werden dadurch veranlaßt, daß der Wind die Auswürfe ablenkt und so eine Verkümmerung der Prallseite und eine übermäßige Entwicklung der Rückseite des Vulkanes bewirkt. In extremen Fällen können auf diese Weise hufeisenförmig geöffnete Kraterwälle entstehen, wie sie unter den Puys der Auvergne vorkommen. Wenn jedoch ein solcher Puy auch einen Lavastrom besitzt, dann pflegt man die Bresche auf den Erguß zurückzuführen.

Große Vulkane, die durch längere Zeit mit ihren magmatischen Herden

[1]) Örtlich beschränkte vulkanische Hebungen und Senkungen, wie sie vor der Entstehung des Monte Nuovo und in jüngster Zeit auf der Insel Pantellaria vor dem submarinen Ausbruche von 1891 beobachtet wurden, sind es wohl auch gewesen, die im Serapistempel von Pozzuoli die berühmten Spuren von Strandverschiebungen hinterließen.

Digitized by Google

in Verbindung blieben, sind weder Schlackenkegel noch reine Lavakegel — Hawai ist ein vereinzelter Fall — sondern Mischlinge. Ihre Kraterwände und allfällige erosive Einrisse schließen einen vielfachen Wechsel von Auswürfen und Lavaergüssen auf. Da leichtflüssige Ströme auf den oberen, steileren Hängen des Kegels nur ein Schlackenpflaster zurücklassen und erst auf den flacheren Böschungen oder am Fuße ins Stocken kommen, sind basaltische Vulkane zumeist so angelegt, daß oben die Auswürflinge und unten die Laven vorherrschen. (Vgl. Fig. 207.) Zähe, also besonders trachytische Ströme dagegen erstarren rasch und nehmen daher die oberen Teile des Profils ein. So ist wohl der von Dana a. a. O. beschriebene Bau des tief erodierten alten Vulkanes von Tahiti zu erklären, in dem die Lavaeinschaltungen gegen den Schlot zu immer mächtiger und mächtiger werden. Ein dritter Typus, der in der Beschränkung der Ströme auf die Tiefe dem ersten nahesteht, ergibt sich daraus, daß die Gipfelkrater hoher Vulkane nur noch zu Auswürfen benutzt werden, während die Lava durch radiale Sprünge, die in dem Vulkankegel aufgerissen werden, in tieferen Lagen austritt. Solche Seitenergüsse bilden schon auf dem 1300 *m* hohen Vesuv die Regel, der annähernd 3300 *m* hohe Ätna aber hat überhaupt keine anderen. So oft es in ihm zu einer Eruption kommt, birst sein flacher Kegel längs einer Mantellinie, worauf das in die schmale Radialspalte injizierte Magma zunächst durch seinen ausspratzenden Wasserdampf zu einer Reihe von Schlackenkegeln aufgeschüttet wird. Aus dem untersten dieser kleinen Spaltenvulkane tritt schließlich die basaltische Lava als Strom aus. So verlief auch die stärkste Eruption, die der uralte Feuerberg in historischen Zeiten hatte, die des Jahres 1669. Damals wurde auf der Südseite des Kegels eine 18 *km* lange Radialspalte aufgesprengt, die bis Nicolosi hinabreichte. Hier entstand der 250 *m* hohe Schlackenkegel der Monti Rossi und aus ihm ergoß sich jener große Strom, der 50 km^2 einnahm, 12 Dörfer und den größten Teil von Catania zerstörte und bei dieser Stadt, nachdem er 10 *km* zurückgelegt hatte, mit einer 500 *m* breiten und 10 *m* hohen Stirn noch einige hundert Meter weit ins Meer drang. Der ganze Erguß wird auf 1 km^3 geschätzt.

Ersteigt man die Monti Rossi, so blickt man nicht in einen regelrechten Krater hinein, sondern gewahrt, daß der Kraterwall in der Richtung der alten Radialspalte in die Länge gezogen und auffällig gekerbt ist. Der

Fig. 205. Schema eines Kerbkraters.

Doppelgipfel gleicht einem Lippenpaar und der ganze Kerbkrater vermittelt den Übergang von einem gewöhnlichen Streukegel zu den paarigen Schlackenwällen Islands. Da der Mantel des Ätnakegels im Laufe der Zeit in allen Richtungen von Radialsprüngen durchzogen wurde, ist er über und über mit Flankenkratern — Adventiv- oder parasitären Kratern, wie sie auch heißen — besetzt. Jetzt werden etwa 900 gezählt, darunter Zwerge von wenigen Metern

Digitized by Google

Höhe und stattliche Kegel, die sich mit den selbständigen Vulkanen der Phlegräischen Felder und ähnlicher Regionen messen können. Kerbkrater gleich dem der Monti Rossi finden sich sehr häufig.

Hohe Feuerberge von der Art des Ätna, die in Jahrtausenden durch radiale Ergüsse und Auswürfe angelegt wurden, gewannen und bewahren eine so regelmäßige Kegelgestalt, als ob sie aus einem Gusse hervorgegangen wären. Man beginge jedoch einen groben Fehler, wenn man das wirklich voraussetzte und solche Vulkane im Sinne Stübels nur der Gestalt wegen für monogene Auftreibungen hielte. Es ist selbstverständlich, muß aber dem morphographischen Verfahren Stübels gegenüber ausdrücklich gesagt werden, daß die flüchtigste Untersuchung der Kraterwände oder eines erosiven Aufschlusses für die Baugeschichte eines Vulkanes viel wichtiger ist als die vollkommenste Darstellung der Bergform durch Abbildungen, Modelle und Karten.[1]) Bisher konnte weder in Ecuador noch sonst wo der monogene Ursprung irgendeines bedeutenden Vulkankegels nachgewiesen werden.

Ein mächtiger Bau wie der des Vesuv oder gar des Ätna ist nur über einem Schlote möglich, der lange Zeit weder durch den Gebirgsdruck verquetscht noch durch die Erstarrung der Magmafüllung bis in größere Tiefen verstopft wird. Ein solcher Schlot muß so weit sein, daß im Magma selbst dann, wenn keine Eruptionen und daher auch keine Nachschübe aus der Tiefe stattfinden, das Erstarren durch Strömungen verhindert wird. Nur wenn die erstarrenden randlichen Teile zur Wiedereinschmelzung in die Tiefe sinken, was durch ihre Dichtezunahme ermöglicht wird, und wenn zu ihrem Ersatze die dünnflüssige Schmelzlösung aus dem Innern der Magmasäule und weiterhin aus der Tiefe hervordringt, kann das Magma seinen hohen Stand im Schlote behaupten. Jede Steigerung des vulkanischen Auftriebes liefert dann einen neuen Beitrag zum Kegelbau. Wasserdampfreiche Schlieren zerspratzen und bedecken den Vulkan mit Auswürfen, wasserarme dagegen treten in Strömen aus. Es ist zwar anzunehmen, daß auch das einsickernde Tagwasser, das sich ja im Bereiche der Magmasäule in Dampf verwandeln muß, von der Schmelze aufgenommen wird; den Ausschlag geben aber doch die magmatischen Gase, denn sonst wäre es unerklärlich, warum ein und derselbe Vulkan ohne Rücksicht auf die jeweiligen Grundwasserverhältnisse das emporgedrungene Magma einmal zerstäubt und das nächstemal ruhig ausfließen läßt.

Erhält sich die Magmasäule längere Zeit in der Schlotmündung, so pflegt ihre Oberfläche zum Kraterboden zu erstarren. Die Gase entweichen dann durch die Risse dieser Kruste oder halten sich die eine und die andere größere Lücke (Bocca) offen, durch die zeitweilig auch schwache Auswürfe und Ergüsse stattfinden. So wird der Kraterboden zu einem Wirrsal von Schlackenhaufen und kleinen Lavaströmen und Lavakuppen. In einem weiten Schlote und auf einem dünnflüssigen Magma aber kann die Bildung eines festen Pfropfen durch die magmatische Zirkulation vereitelt werden. Dann ist der Kraterboden, wie im Kilauea, die schmelzflüssige Oberfläche der Magmasäule selbst. Der Kilauea ist als ein Riesenkrater von 4—5 *km* Durch-

[1]) Vgl. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897 u. a. a. O.

Digitized by Google

messer mit steilen Rändern in den Scheitel eines flachen basaltischen Lavakegels eingesenkt, der auf der Ostseite des Mauna Loa bis zu 1230 *m* ansteigt. Die Lava, die in diesem Krater brodelt, ist ungemein dünnflüssig, also von sehr hoher Temperatur und dabei so arm an Wasserdampf, daß nur selten ein glühender Springquell zu bedeutender Höhe emporfährt. Tritt eine Eruption ein, so handelt es sich immer um ein langsames Aufsteigen des Magmas und einen ungestörten Abfluß der Lava über den Kraterrand oder durch einen neugebildeten Flankenkrater. Nur in seltenen Ausnahmsfällen kommt es, ganz gegen den hawaischen Brauch, zu stärkeren explosiven Ausbrüchen. Gerade diese Ausnahmen sind aber von besonderem Interesse, denn ein Aschenauswurf des Kilauea läßt sich nur mit der Annahme erklären, daß ein wasserdampfreiches Magma emporgetrieben wurde. Tritt nach längerem Stillstande eine Senkung der Magmasäule ein, so wird das verlassene Niveau durch die erstarrten Ränder des Lavasees wie durch Strandterrassen bezeichnet. Eine Überkrustung des ganzen Lavaspiegels aber wurde im Kilauea bisher noch nie beobachtet.

Vulkanische Paroxysmen.

Solange sich das Magma im Eruptionskanale hält und zeitweilig austritt oder ausspratzt, arbeitet der Vulkan an seiner Erhöhung und Verstärkung. Er kann das mit einer gewissen Rastlosigkeit tun wie der Stromboli und in jüngster Zeit auch der Vesuv, er kann seine Bantätigkeit öfter und für längere Zeit unterbrechen wie der Ätna, er kann auch so lange Pausen eintreten lassen, daß er zu den erloschenen Feuerbergen gerechnet wird wie der Vultur. Doch kein ruhender und kein bauender Vulkan ist davor sicher, daß er infolge des Auftriebes eines sehr dampfreichen Magmas durch eine Explosion hochgespannter Gase in die Luft geschossen wird. Solche Paroxysmusausbrüche, wie sie Scrope nannte, sind am heftigsten, wenn die vulkanische Tätigkeit eine lange Unterbrechung erfuhr und der Ausgang des Schlotes durch ein Erstarrungsgestein verstopft wurde. Das Magma bahnt sich dann, sobald es einmal so hoch emporgetrieben wurde, daß sich sein Wasserdampf entladen kann, durch Explosionen den Weg: Erdbeben und dumpfer unterirdischer Donner bereiten die Umwohner auf das kommende vor. Da das Sickerwasser im Vulkankegel und dessen Unterlage kapillar zum Magma dringen muß, wo ja eine beständige Verdampfung und Absorption, also Austrocknung erfolgt, versiegen Brunnen und Quellen. Die Durchwärmung des lockeren vulkanischen Baues bewirkt außerdem, daß eine allfällige Schneekappe plötzlich wegschmilzt. Doch alle diese drohenden Anzeichen werden manchmal vom Ausbruche selbst überholt. So ließen am 15. Juli 1888 mehrere rasch aufeinander folgende Explosionen den „erloschenen" Bandai-San auffliegen. Dieses japanische Beispiel eines Paroxysmusausbruches ist besonders in morphologischer Hinsicht lehrreich. Es zeigte, daß auch die größten Kraterbildungen, die man früher auf Einstürze zurückgeführt hatte, durch Explosionen angelegt werden können. Der Bandai-San war ein 1840 *m* hoher Vulkan von regelmäßiger Kegelform. Nach dem Ausbruche fand sich an seiner Stelle in der Höhe von 1100—1200 *m* ein schutt-

Digitized by Google

bedeckter Kraterboden von 4 km^2, der nur auf der Südseite von einem mauerartig abstürzenden Kegelreste überragt wurde. Was von dem Schutte des zersprengten andesitischen Vulkanes nicht in den Minentrichter stürzte und zu dessen Füllung beitrug, fuhr als Bergsturz ab und verheerte eine Fläche von 70 km^2. Die feinsten Splitter aber wurden samt dem zerstäubten Magma hoch emporgeschossen und fielen im weiten Umkreise als Asche nieder. Nach Sekiya und Kikuchi, die über diesen denkwürdigen Ausbruch berichteten,[1]) betrug das Volumen des weggesprengten Berges über 1 km^3. Dazu käme aber noch der mit Schutt verstopfte Explosionstrichter und die ganz unbekannte Menge des zu Asche zerstäubten Magmas.[2]) Der gesamte Auswurf wird mit 2 km^3 eher zu niedrig als zu hoch angesetzt sein.

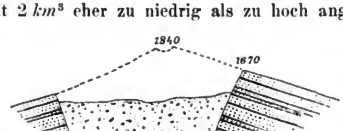


Fig. 206. Profil des Bandai San.

Die Eruption des Bandai-San stimmt in den Hauptzügen mit der früher beschriebenen Taraweraeruption überein. Doch handelt es sich bei solchen Maarbildungen immer um die Aussprengung neuer Schlote, während die Bandaiexplosion an einer alten Ausbruchstelle erfolgte und nur eine Episode in der Geschichte eines Dauervulkanes bildet. Noch viel bedeutender, aber in seinen Wirkungen nicht so gut zu übersehen, war der Ausbruch, der am 26. August 1883 in der alten Vulkanruine der Inselgruppe Krakatau,[3]) einen 35 km^3 umfassenden, seither vom Meere eingenommenen Riesenkrater ausblies. Auf diese Leistung hin darf jeder, auch der größte Krater, z. B. die 1200 m tiefe und 10 km weite Caldera von Palma, auf die Entladung hochgespannter Gase zurückgeführt werden. Die Krakatauexplosion wurde in einem Umkreise gehört, der dem 15. Teil der ganzen Erdoberfläche gleichkommt. Der Auswurf erreichte die Höhe von 33.000 m und das Volumen der Bimsstein- und Aschenmassen betrug mindestens 18 km^3, wahrscheinlich aber viel mehr. Nicht weniger als 12 km^3 fielen im Abstande von 12 km rings um die Ausbruchstelle nieder und bedeckten den Boden mit einer 20—40 m dicken Lage. Auf dem Meere schwammen so ungeheuere Bimssteinfelder, daß selbst große Dampfer nur mit knapper Not durchkamen. Die Asche aber ging auf einer Fläche von 750.000 km^2 nieder; und der feinste Staub wurde durch die heftigen Oberströmungen der Atmosphäre, wie die Dämmerungserscheinungen der nächsten Monate lehrten, über die ganze Erde verbreitet. Noch ergiebiger als der Krakatau war der Tambora, der in dem Gewaltausbruche vom Jahre 1815 nach Junghuhns Schätzung 300 km^3 und der Coseguina, der 1834 etwa 150 km^3 auswarf.

[1]) Vgl. N. Jahrb. 1890, II. 100.

[2]) Daß es in diesem Falle, wie Sekiya vermutet, überhaupt nicht zur Aschenbildung, sondern nur zu reinen Dampfexplosionen kam, ist nicht anzunehmen.

[3]) Verbeek, Krakatau, 1885. Vgl. N. Jahrb. 1885, I. u. 86, I. Peterm. Mitt. 1886.

Digitized by Google

Die weite Verbreitung der feinsten Aschen macht es begreiflich, daß nicht nur unterseeische, sondern auch Insel- und Festlandvulkane in der geologischen Vorzeit wie in der Gegenwart sehr ansehnliche Beiträge zur marinen Sedimentation lieferten. Die ungeheueren Mengen magmatischen Wasserdampfes, die bei explosiven Eruptionen ausgestoßen werden, gewinnen insofern eine hohe Bedeutung, als sie der Austrocknung der Luft entgegenarbeiten und das Wasser ersetzen, das der Atmosphäre unaufhörlich durch die Erdrinde entzogen wird. Schließlich summieren sich auch noch die anderen flüchtigen Stoffe, die mit dem Wasserdampf entweichen, vor allem die Chlorverbindungen und die Kohlensäure, zu so erheblichen Mengen, daß den Vulkanen auch in dieser Beziehung eine wichtige Rolle zufällt. Es sei hier nur darauf hingewiesen, daß Suess mit gutem Grunde den Salzgehalt des Weltmeeres aus dem eruptiven Magma ableitet.

Die Vorgänge, die das Bild eines vulkanischen Paroxysmus ergeben, wurden nirgends so oft und so genau beobachtet wie am Vesuv. Bis zum Jahre 79 muß dieser klassische Vulkan, von dessen Natur die Bewohner der Campagna keine Ahnung hatten, der Ruine des gegenwärtigen Bandai-San ziemlich ähnlich gewesen sein. Auf einer Kreisfläche von 13—14 *km* Durchmesser erhob sich ein flacher Kegelstutz, der in der Höhe von 600 *m* einen alten, in vorgeschichtlicher Zeit ausgeblasenen Krater trug. Dieser Krater hatte einen Durchmesser von 4—5 *km* und stellte gerade so wie der jetzige Bandaikrater einen unregelmäßigen Boden dar, der nur auf der einen, hier auf der Nordostseite, von dem Abriß eines Überbleibsels des zersprengten Vulkankegels überragt wurde. Dieser Rest ist der Monte Somma, dessen Steilwand den gegenwärtigen Vesuvkegel von Nord bis Ost umgibt. Der Ausbruch vom Jahre 79 sprengte den alten Schlot wieder auf und begann mit heftigen Erdbeben. Hierauf stieg eine weiße Dampfsäule, die strichweise durch den Schlacken- und Aschenauswurf geschwärzt wurde, hoch in die Luft und breitete sich oben zu einer Haufenwolke aus. Plinius der Jüngere, der die Eruption von Misen aus beobachtete und in einem Briefe an Tacitus trefflich beschrieb, verglich die gestielte Wolke mit einer Pinie und seither werden alle vulkanischen Wolken dieser Art als Dampfpinien bezeichnet. Der dichte Aschenregen, der damals in weitem Umkreise niederging, machte den Tag zur Nacht und die anhaltenden Gewittergüsse aus den aufsteigenden Wolkenballen verwandelten die Asche in Schlamm und wälzten sie in verheerenden Strömen über die Abhänge des Vulkans hinab. Solche Schlammströme waren es, die Pompeji, Herculaneum und Stabiae begruben. Von einem Lavaerguß wird nichts berichtet.

Nach der großen explosiven Eruption baute der Vesuv durch mäßige Auswürfe und Ströme auf dem alten Kraterboden seinen neuen, steilen (30° Kegel auf. Die Vulkanform, die so entstand, der Vesuvtypus, ist weit verbreitet. Wo immer ein Vulkankegel in die Luft gesprengt und im Rahmen seines Explosionskraters, seiner Caldera, neu aufgeführt wird, muß sich zunächst ein sanft nach außen und steil nach innen abfallender Ringwall mit einem annähernd zentralen Kraterberge bilden. Die Bogensenke am Fuße des Monte Somma heißt Atrio und dieser Name hat sich ebenso wie Somma in der vulkanistischen Terminologie eingebürgert. Manche Vulkane haben

Digitized by Google

den Vesuvtypus schärfer ausgeprägt als der Vesuv selbst. Der 3700 *m* hohe Pik von Tenerife z. B. ist rings von einer wohl erhaltenen, nur an drei Stellen gekerbten Somma umgeben.

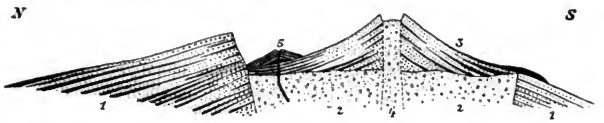


Fig. 207. Vesuvprofil. 1 Der alte Somma-Vulkan mit randlich angehäuften Laven, 2 der mit Brockentuff gefüllte Schlot, 3 der junge Vesuv mit dem Tuffstiele 4, 5 der Lavakegel im Atrio. Die radiären Lavagänge fallen in die Schnittfläche.

Von 79 bis 1631 verzeichnet die Geschichte des Vesuv keinen Paroxysmus mehr. Die Ausbrüche waren sehr selten und von mäßiger Stärke. Es gab Jahrhunderte, in denen der Vulkan vollkommen ruhte und vom 12. Jahrhundert an war der Mittelkegel samt dem Krater mit einem Eichenwalde bekleidet. Die letzten Ausbrüche in den nahen Phlegräischen Feldern auch jener, der 1538 den Monte Nuovo aufschüttete, beunruhigten den Vesuv in keiner Weise. Am 16. Dezember 1631 aber traten nach einem Erdbeben Explosionen ein, die den Mittelkegel um 170 *m*—130 *m* unter die Somma — erniedrigten und einen gewaltigen Aschenauswurf veranlaßten. Am dritten Tage folgte dann aus dem Krater ein starker Lavaerguß, der in mehreren Strömen über Portici, Resina, Torre del Greco und Torre Annunziata in einer Stunde die Küste erreichte und noch einige 100 *m* weit ins Meer hinausdrang. Seit 1631 gehört der Vesuv zu den unruhigen Vulkanen. Es verging kaum ein Jahrzehnt ohne Eruption. Die meisten Ausbrüche trugen jedoch zur Erhöhung des Kegels bei. Nur ausnahmsweise wurde der Gipfel bis unter den First der Somma abgesprengt. Paroxysmen brachten die Jahre 1760, 1794, 1822 und 1872. Der Vorgang war immer derselbe: Erdbeben, Explosionen mit Auswürfen, Erguß von Strömen. Nur im Jahre 1872 trat die Lava auch schon vor der Dampfentladung in Strömen aus. Es drang also zunächst eine Schliere von mäßigem Wassergehalt und dann erst dampfreiches Magma empor: ein Fall, der gegen die Annahme spricht, daß einsickerndes Tag- oder Seewasser das Magma im Schlote eruptiv mache.

Heim hat a. a. O. den 72er Ausbruch in Wort und Bild ausgezeichnet beschrieben. Bis zum 24. April kam es nur zu schwachen, harmlosen Schlackenauswürfen. Am 25. wälzte sich ein kleiner Lavastrom ins Atrio herab. Am 26. um 3 Uhr früh aber erfolgten unter heftigen Erschütterungen Explosionen, die mehrere Trichter aus dem Kegel ausbliesen. Als es tagte, sah man in Neapel, wo der Boden unaufhörlich erzitterte, eine 5000 *m* hohe Dampfpinie auf dem dröhnenden Vulkane stehen. Die in dichtgedrängten Ballen aufsteigende Säule erschien durch den Auswurf geschwärzt, in der Höhe aber quollen die Wolkenballen schneeweiß auseinander. Daß auch ein Lavaerguß eingetreten war, erkannte man an den lichten, oft gelblich gefärbten Dämpfen, die den einzelnen Strömen entstiegen und den Schaft der Gipfelpinie verschleierten.

„Der Wind blies in den obersten Luftschichten von Norden und bog

Digitized by Google

die gewaltige Rauchwolke an ihrem oberen Ende gegen Süden, wo sich dann die Aschenmassen ausschieden und als dunkle Aschenregenwolken senkten. Dort lag es wie schwarzes Gewitter und zeitweise konnte man die dunkeln Streifen der fallenden Asche und des Regens erkennen. Es kam der Abend. Verschwindend klein und niedrig sah der dröhnende Berg unter seiner ungeheueren Rauchwolke aus. Sie gestaltete sich zur wunderbar schönen Doppelpinie: die weißen Dämpfe, die den Laven entstiegen, breiteten sich hoch über dem Vesuvgipfel in einer weißen Schichtwolke aus. In der Mitte wurden sie von dem dunkeln, senkrecht aufsteigenden Rauch- und Dampfstrome der Gipfelkrater durchbrochen, der sich erst viel höher in schöner Ballenwolke ausbreitete. Die Sonne sank, der Schatten stieg höher an der Dampfsäule empor. Hoch oben strahlte des Berges Wolkenkrone ruhig im vollsten Abendglühen. In Purpur verglommen die letzten Sonnenstrahlen am Gipfel der quellenden Dampfsäule. Drunten aber glänzte, wie das hellere Sonnenlicht wich, im kaltbläulichen Schatten um so mehr die Glut, die dem Erdinnern entstammte. Zuerst war sie an den vorschreitenden Rändern der Lava sichtbar geworden und über dem Gipfelkrater erschienen die Dämpfe von der inneren Glut her strahlenförmig beleuchtet. Mehr und mehr entwickelte sich daraus die starre, gerade Feuersäule.[1]) Man sah, wie die Lava alles versengend abends etwas vor 6 Uhr S. Sebastiano und Massa erreichte und gegen La Cercola vorschritt. Man sah die Bäume in Flammen aufschlagen, die Gebäude von Lava umflossen ausbrennen, zum Teil einstürzen, und Rauch- und Staubwolken qualmten empor. Das Donnergebrüll des Berges, das Erzittern des Bodens dauerten mit einzelnen heftigeren Schlägen und Stößen immer gleich fort und in heller Rotglut zeigten sich die Lavaströme vom Gipfel bis an den Fuß. Die Feuersäule aus dem Krater wurde wieder undeutlicher, denn die undurchdringlich dichten Aschen und Dämpfe hatten sich tiefer auf den Berg gesenkt; in ihnen verlor sich das Glutlicht. So stand der Vesuv die ganze Nacht da."

Zu weiteren Explosionen kam es nach dem Lavaergusse nicht mehr und auch die Ströme gerieten schon in der Nacht vom 26. auf den 27. April ins Stocken, nachdem sie im ganzen 20 Millionen Kubikmeter Blocklava geliefert hatten. Der Paroxysmus hatte nicht einmal 24 Stunden gedauert. Seine Wirkungen aber waren sehr bedeutend. Der Vesuvgipfel, der vor dem Ausbruche vier kleine Krater getragen hatte, war abgesprengt. An seiner Stelle gähnten zwei große, 150 *m* tiefe Trichter, denen sich nordwärts ein dritter, elliptisch ausgeblasener Schlund anschloß, der den Abhang zum Atrio zersprengt hatte und aus dem die Lavaflut hervorgequollen war. Unterhalb des Schlundes lagen die Sprengtrümmer des Berges in mächtigen, von der Lava umflossenen Halden. Die Scheidewände zwischen den drei Explosionstrichtern waren sehr schmal, aber nirgends von einer Spalte durchsetzt. (Fig. 208.)

Der dritte, bis ins Atrio herabreichende Schlund wirft auf eine Störung im Bau des Ätna Licht. Dieser flache Riesenkegel ist ganz regelmäßig

[1]) Neben diesem Widerscheine wurden aber auch wirkliche, von entzündeten Gasen herrührende Flammen beobachtet.

Digitized by Google

Fig. 208. Karte des Vesuv mit den drei am 26. April 1872 ausgeblasenen Trichtern. 1:13300. Nach Heim.

angelegt; nur auf der Ostseite tut sich eine tiefe Bresche, die Valle del Bove, auf. Da die Arbeit der Erosion auf dem Ätna immer wieder durch Auswürfe und Ergüsse verwischt wird, läßt sich der weite, steilwandige Halbkessel nicht als erosive, sondern nur als explosive Hohlform auffassen. An den jähen Felsmauern ist der Wechsel von Basaltströmen und Schlackenlagen sowie das Aufsetzen senkrechter, in Kegelrissen erstarrter Lavagänge sehr gut zu beobachten. An einer Stelle, dem Trifolietto, aber stellen sich die untersten Lagen periklin und die Gänge radial ein. Hier muß also der Ätnaschlot früher einmal gemündet haben und die Lage des gegenwärtigen Gipfelkraters westlich vom Trifolietto setzt die Aussprengung eines neuen Schlotes voraus. Solche Verlegungen der Ausbruchstelle kommen sonach auch in Dauervulkanen vor.

Wie die Geschichte des Vesuv lehrt,[1]) kann ein Paroxysmus je nach

[1]) Seit 1872 ist der Vulkan wieder im Bauen begriffen. Die Eruptionen sind häufig, aber schwach. 1891—94 wurde mitten im Atrio ein flacher 135 *m* hoher Lavakegel angelegt. Die Lava ist Fladenlava und soll 36 Millionen Kubikmeter messen.

Digitized by Google

der Größe der Sprengwirkungen und je nach dem Austritte von Laven und der Bildung von Schlammströmen in verschiedener Art ablaufen. Die wesentlichen Vorgänge aber sind immer dieselben: Starke Dampfentladungen im Gipfel der Magmasäule, explosive Veränderungen der Ausbruchstelle, hochgehender Ausstoß von Dampf und zerstäubtem Magma. Eine merkwürdige und schwer zu erklärende Abweichung von diesem Typus brachte der Ausbruch des Mont Pelé vom 8. Mai 1902. Der mit glühender Asche und mancherlei magmatischen Gasen vermengte Wasserdampf wurde hier nur bis zum Kraterrande emporgedrängt und wälzte sich dann als schwarze, von Blitzen durchzuckte Wolke oder vielmehr als ein riesiger Dampfaschenball mit der Schnelligkeit einer Lawine zum Meere hinab. Im Nu war St. Pierre verbrannt und seine Einwohnerschaft erstickt. 30.000 Menschen kamen in einem Augenblicke ums Leben und selbst von den Schiffen, die auf der Rhede lagen, entrann nur eines mit halb verbranntem Deck dem Verderben. Ein Bürger von St. Pierre, der am Vorabende des Ausbruches sein Landgut aufgesucht hatte und den Mont Pelé am nächsten Morgen beobachtete, sah „etwas Wellenartiges aus dem Krater aufquellen, worauf eine wie flüssig erscheinende beträchtliche Masse folgte, die innerhalb weniger Sekunden zur Küste hinabsauste." „Die Erscheinung bestand aus Dämpfen, die sich von denen, die der Vulkan bisher ausgestoßen hatte, in nichts unterschieden. Sie waren granviolett und sahen sehr dicht aus." In den nächsten Monaten hatte der Mont Pelé noch einige solche Eruptionen und alle Beobachter gewannen den Eindruck, daß sich eine glühende Dampfaschenwolke vom Kraterrande herabwälze. Da der Krater und später die darin entstandene andesitische Quellkuppe (S. 201) nicht weiter zersprengt wurde, können die Explosionen nicht allzu stark gewesen sein. Vermutlich reichten sie gerade hin, den obersten Teil des Magmas zu zerstäuben, hatten aber nicht mehr die Kraft, das innige Gemenge von Dampf und Asche in die Luft zu schießen. So kam es, daß dieses Gemenge vom Kraterrande wie eine Lawine zur Tiefe fuhr. Lacroix setzt einen heftigen horizontalen Ausstoß durch seitliche Lücken der Quellkuppe voraus; doch dieser Vermutung widersprechen die Umstände, unter denen die erste Glutwolke am 8. Mai ausbrach.

Von großer Wichtigkeit für die Vulkantheorie sind zwei Umstände, die bisher nicht berührt wurden. Der eine äußert sich in der Lavenfolge der einzelnen Dauervulkane und der andere in den Beziehungen benachbarter Vulkane und Vulkangebiete zueinander. Der Ätna besteht in seinem Kerne, in dem tiefen Aufschlusse der Valle del Bove, aus demselben Feldspatbasalt, der die jüngsten Ströme auf der gegenwärtigen Mantelfläche des Kegels bildet. Der Vesuv und seine Somma wurden durch Auswürfe und Ströme von Leuzitbasanit und Tephrit aufgebaut. Der sardinische Monte Ferru dagegen lieferte zuerst Trachyt, dann Basalt und zum Schlusse in wiederholtem Wechsel sauere und basische Laven, der Stromboli umgekehrt Basalt, Andesit, Rhyolith. Ganz unberechenbar ist Vulcano. Hier lösen sauere und basische Laven einander nicht nur von Eruption zu Eruption, sondern bisweilen auch im Laufe derselben Eruption ab. Auch in den außereuropäischen Vulkangebieten wurden beständige und wandelbare Feuerberge unterschieden. So läßt z. B. die Krakatauruine die Folge: Andesit, Basalt,

Digitized by Google

Andesit erkennen, während die basaltischen Kegel Hawais oder die großen Andesitvulkane Südamerikas dem Beispiele des Ätna folgen. Alle Versuche, den Lavawandel in ein Schema zu zwängen und aus einer gesetzmäßigen Magmaspaltung im Vulkanherde abzuleiten, sind fehlgegangen. Jeder Vulkan oder doch jedes Vulkangebiet hat seine eigene Art und seine besondere Geschichte.[1])

Das ergibt sich auch aus den Beziehungen der Vulkane zueinander. Typisch ist das Verhältnis des Vesuv zu den nur 10 *km* entfernten Phlegräischen Feldern. Hier Trachyt, dort Basalt; hier engschlotige Schlackenkegel, von denen einer nach dem andern als Monte Nuovo aufgeschüttet wurde und alsbald wieder erlosch, dort ein Dauervulkan mit weitem Schlote und ständiger Verbindung mit der Tiefe. Wie die historischen Ausbrüche der Phlegräischen Felder den Vesuv und die des Vesuv die Phlegräischen Felder unberührt ließen, so wird es wohl auch in der Vorzeit gewesen sein und so ist es in allen Vulkangebieten.

Die großen Züge in der Verbreitung der Vulkane legen einem die Annahme regional wirkender Ursachen nahe, und man vergißt dabei nur zu leicht, daß sich die jeweilige Beschränkung der Ausbrüche auf vereinzelte Schlote mit dieser Annahme nicht verträgt. Als am 26. August 1883 der Krakatau explodierte, verhielt sich der Sundabogen sonst im allgemeinen ruhig, und im Mai 1902 nahm an der Tätigkeit des Mont Pelé nur die Soufrière auf St. Vincent teil, alle übrigen Vulkane des Antillenbogens, bezeichnenderweise auch St. Lucia zwischen Martinique und St. Vincent, blieben ganz ungestört. Wie in den großen Vulkanreihen so kommt es auch in den zu regellosen Gruppen gescharten Kratern immer nur zu vereinzelten Ausbrüchen. Als der Monte Nuovo entstand, herrschte in allen übrigen Teilen der Phlegräischen Felder vollkommene Ruhe, und dieser Fall bildet nicht etwa eine Ausnahme, sondern entspricht der Regel. Es sieht so aus, als ob die Erdrinde in bestimmten Strichen von dem emporgetriebenen Magma bald da bald dort wie von einer Stichflamme durchlöchert würde.

Entgasung der Vulkanherde.

Wie ein erstarrender Lavastrom so haucht auch ein Vulkan, der zeitweilig oder für immer erlischt, Gase aus: er wird zur Fumarole. Während er aber früher, im eruptiven Zustande, hauptsächlich Chlornatrium, Chlorwasserstoff, Fluor, Brom und Phosphor lieferte, herrschen jetzt schwefelige Säure und Schwefelwasserstoff mit Wasserdampf vor. Nach dem Krater Solfatara in den Phlegräischen Feldern wird eine solche Fumarole als Solfatare bezeichnet. Man spricht von einer Solfatarentätigkeit des Vulkans. Bei einer weiteren Abnahme der vulkanischen Kraft wird der Schwefelwasserstoff allmählich von der Kohlensäure abgelöst, die allerdings auch in den früheren Stadien der vulkanischen Tätigkeit entweicht, schließlich aber alle anderen Exhalationen überdauert. Eine Kohlensäurefumarole heißt

[1]) Penck will den Lavawechsel zugleich mit dem regionalen Umschlage der Dichteanomalie (S. 3, 145, 189) auf horizontale Verschiebungen der magmatischen Unterlage benachbarter Erdschollen zurückführen! (Geogr. Zeitschr. 1905, 261.)

Digitized by Google

Mofette. Das bekannteste Beispiel ist die Hundsgrotte bei Puzzuoli. Da die magmatische Kohlensäure in der obersten Lage der Erdrinde sehr oft auf Quellstränge stößt und von diesen aufgenommen wird, gehört die Häufigkeit von kohlensäurereichen Quellen (Säuerlingen) zu den bezeichnendsten Zügen alter Vulkanstriche. Hört auch die Mofettentätigkeit auf, dann kann der Vulkan als erloschen gelten. Damit ist aber nicht gesagt, daß er unter keinen Umständen wieder erwachen kann. Bei einem großen Dauervulkane, wie etwa dem Vultur, ist man nie davor sicher, daß er das Beispiel des Vesuv vom Jahre 79 nachahmt.

Der Übergang von der Solfatare zur Mofette entspricht vollkommen dem Wandel der Exhalationen erstarrender Lavaströme (S. 199). Darin liegt der Beweis, daß die Gase eines zur Ruhe gekommenen Vulkans von dem Magma ausgeschieden werden, das sich in der Tiefe des Schlotes abkühlt und verfestigt. Wie sich der Gehalt an Argon und anderen atmosphärischen „Edelgasen" ändert und welche Wandlung die Emanation radioaktiver Stoffe beim Übergang eines Vulkans in das Solfataren- und Mofettenstadium durchmacht, wurde noch nicht untersucht.

Je tiefer die Erstarrung greift, desto weiter wird der Weg, den die Gase durch die Gesteinsklüfte zurückzulegen haben. Schließlich führt der Wärmeverlust zur Kondensation des Wasserdampfes. Aus den Fumarolen werden Thermen. Man pflegt beide Arten vulkanischer Nachwirkungen unter der Bezeichnung „postvulkanische Vorgänge" zusammenzufassen. Diese Vorgänge sind aber nicht etwa streng auf verstopfte Vulkanschlote beschränkt. Gase wie heiße Quellen treten vielmehr auch in weiten Abständen von den alten Ausbruchstellen auf und mitunter ist die Entfernung so groß, daß man die magmatische Emanation eher von einem plutonischen Stocke als von dem Herde eines erloschenen Vulkans ableiten möchte. Manche Thermen, z. B. die von Ems, treten in unregelmäßigen Gruppen aus gewöhnlichen Gesteinsklüften hervor. Die meisten bilden jedoch Reihen, die mit dem Ausstriche von Brüchen oder von spaltenfüllenden Mineralgängen zusammenfallen. (Baden und Vöslau an der Thermenlinie des Wiener Beckens, Wiesbaden mit einer dem Taunusrande parallelen Quellenreihe u. v. a.)

In der Temperatur weichen die Thermen ihren ungleichen Wegen entsprechend weit voneinander ab. So verzeichnet Teplitz 37°, Ems 50°, Aachen 55°, Wiesbaden 68°, Baden-Baden 86°. Alle magmatischen Thermen sind Mineralquellen. Sie bringen schon aus ihrem Ursprunge Gase und Mineralstoffe in Lösung mit und entziehen den Gesteinen unterwegs durch Zersetzung und Lösung weitere Stoffe. Reine heiße Quellen wie die von Gastein rühren kaum von Ausscheidungen des erstarrenden Magmas, sondern vermutlich von atmosphärischem Wasser her, das in die seiner Temperatur entsprechende Tiefenstufe hinabdrang und von dort durch den hydrostatischen Druck auf klastischem Wege rasch und ohne starken Wärmeverlust wieder emporgetrieben wurde.

Suess hat in dem angeführten Vortrage über heiße Quellen die alte, schon von Angelot und Reyer vertretene Lehre von der Entgasung des Magmas konsequent durchgeführt und weite Ausblicke auf die Wirkungen dieses Vorganges eröffnet. Alle durch den Gasdruck ausgetriebenen Stoffe

Digitized by Google

magmatischer Herkunft, also in erster Reihe das Thermalwasser und die Kohlensäure, nennt er juvenil, das Tagwasser dagegen, das samt der ganzen Atmosphäre auch einmal juvenil war, vados, d. h. auf die Oberfläche und die äußerste Schale der Erdrinde beschränkt. Die geologische Terminologie hat beide Bezeichnungen aufgenommen. Der wesentliche und leicht feststellbare Unterschied zwischen den juvenilen und den vadosen Quellen liegt nicht in der Temperatur, sondern darin, daß sich die Wassermenge und der Lösungswert der gewöhnlichen Quellen nach den jahreszeitigen Schwankungen des Niederschlags richtet, während die Ergiebigkeit sowie die Menge und das Mischungsverhältnis der gelösten Stoffe in den Wässern magmatischer Herkunft das ganze Jahr hindurch gleich bleibt.[1]) Unter diesen Stoffen überwiegen Verbindungen von Chlor, Kohlensäure und Schwefelsäure mit Natrium, Magnesium und Kalzium, ferner Kieselsäure, Eisenoxyde und mancherlei Schwermetalle. Das Kalkkarbonat, das als Aragonit auskristallisiert, und die Kieselsäure sind die häufigsten thermalen Sinter. Sie werden infolge der Verdunstung und des Kohlensäureverlustes, auch unter der Mitwirkung von Algen, ausgeschieden und legen im Bereiche der Quellen Sinterkegel, ausgedehnte Krusten und mächtige, terrassierte Bänke an. (S. 38.)

Der Mineralgehalt der Thermen läßt keinen sicheren Schluß auf die ursprüngliche Zusammensetzung der magmatischen Emanation zu. Ein Teil der Stoffe, die aus der erstarrenden Schmelze in Gasform entweichen, wird unterwegs durch Sublimation und weiterhin durch thermale Sekretion zur Bildung von Erz- und Mineralgängen verwendet und schließt so die Spalten, in denen sich die postvulkanischen Vorgänge abspielen. Dafür liefert die tiefgreifende Zersetzung der Kluftwände durch die Lösungen, z. B. die Kaolinisierung des Granits (S. 34), neue Stoffe, vor allem Kieselsäure und kohlensauren Kalk, die sich mit den juvenilen Bestandteilen des Auftriebes vermischen. In der jüngsten Zeit wurde auch das radioaktive Verhalten der Thermen geprüft und durchweg festgestellt, daß die Emanation von Radium in Thermen viel stärker ist als in vadosen Quellen. Die von Gastein verhält sich z. B. zu der des Wiener Hochquellenwassers wie 1000 : 1. In Gastein und in Karlsbad treten die Thermen aus Granit aus und an beiden Orten ist ihre Radioaktivität nach Mache um so stärker, je niedriger die Ausflußtemperatur ist, d. h. je langsamer ein Quellstrang durch den Granit aufsteigt. Danach wäre zu vermuten, daß die radioaktiven Stoffe vorzugsweise in dem plutonischen Erstarrungsgesteine zu suchen sind.

Thermen, die bis in die Quellröhre hinauf eine den Siedepunkt überschreitende Temperatur bewahren, bilden pulsierende Springquellen: Geysire. Island, die Nordinsel von Neuseeland und der Yellowstonepark des Felsengebirges sind die berühmten Schauplätze dieses seltsamen postvulkanischen Phänomens. In allen drei Gebieten wurde der aus älteren liparitischen Laven bestehende Grund mit ausgedehnten und mächtigen Lagen von Kieselsinter überrindet. Den Vorgang der periodischen Ausbrüche des Thermalwassers hat Bunsen am Geysir erklärt (Poggendorfs Annal. 1847.) Dieser eponymische Springquell hat neben dem Vulkan Hekla einen 4 *m* hohen flachen

[1]) Vgl. Delkeskamp in der Zeitschr. f. prakt. Geol. Juni 1904.

Digitized by Google

Sinterkegel angelegt, dessen seichtes Gipfelbecken vom Thermalwasser eingenommen wird. In den Pausen der Eruptionen tritt hier eine Abkühlung bis auf 80° ein. Dagegen ist das Wasser in der 5 *m* weiten Steigröhre, die in das Becken ausläuft, überhitzt. In der Tiefe von 8 *m* wurden 110°, bei 13 *m* 122°, bei 22·5 *m*, auf dem Grunde des vom Geysir hergestellten Steigrohres, 126° gemessen. Der vom Drucke abhängige Siedepunkt beträgt aber in den drei angegebenen Tiefenstufen 116°, 124° und 136°. Das Thermalwasser kann sich also nicht in Dampf verwandeln. Erst wenn die Wärmezufuhr durch den thermalen Auftrieb so hoch gestiegen ist, daß der Siedepunkt in der kritischen Tiefenstufe — etwa bei 13 *m* — überschritten wird, tritt hier Dampfbildung ein. Dabei wird die hangende Wassersäule gehoben und zum Überwallen gebracht. Infolge der Entlastung verwandelt sich nunmehr auch das Wasser der tieferen Stufen in Dampf, so daß der ganze Inhalt der Röhre durch rasch aufeinander folgende Explosionen als ein mächtiger Strahl von Dampf und Wasser in die Luft geschossen wird. Als Bunsen den Geysir untersuchte, dauerte es immer 6 Stunden oder auch etwas darüber, bis der erschöpfte Springquell einen neuen Ausbruch zu Wege brachte. Der Strahl, den er dann emporsteigen ließ, hielt sich minutenlang in einer Höhe von 40—50 *m*. Jetzt muß man oft 24 Stunden oder gar tagelang auf eine Eruption warten, und der Strahl schießt nur noch selten 30 *m* hoch empor. Die pulsierenden Siedequellen sind eben vergängliche Nachwirkungen der vulkanischen Tätigkeit und gehen früher oder später in gewöhnliche Thermen über. Von den 84 Geysern, die sich im Yellowstonepark unter einigen tausend heißen Quellen erhalten haben, gibt es mehrere, die sich noch durch große Pünktlichkeit auszeichnen. Der Minutenmann springt jede Minute 10 *m* hoch, der Alte Getreue, der einen regelmäßigen flachen Sinterkegel aufgebaut hat, springt nach 65 Minuten 50 *m* hoch, der kleine, steilkonische Bienenkorb entsendet alle 8 Stunden einen 70 *m* hohen Strahl, die stalagmitenähnlich aufgebaute Festung alle 30 Stunden einen 50 *m* hohen, der Riese aber pflegt 6 Tage zu ruhen und springt dann 80 *m* hoch.

Vulkanische Denudationsreihe.

Die erloschenen Vulkane erliegen je nach ihrer Größe und Bauart rasch oder erst nach längerer Zeit den Angriffen der Atmosphäre. In gehobenen und tief abgetragenen Erdschollen wurden aber auch die mit Brockentuffen und Ganggesteinen gefüllten Eruptionskanäle aufgeschlossen. Außerdem treten in solchen Schollen intrusive Erstarrungsgesteine zutage, die nie mit der Erdoberfläche in Verbindung standen und erst durch die Entfernung kilometerhoher Schichtendächer abgedeckt wurden. Diese Intrusionen und auch die Wurzeln der Vulkane selbst gewannen für die theoretische Erfassung der vulkanischen Vorgänge die größte Bedeutung.

Die Denudationsreihe, die wir zu verfolgen haben, beginnt mit den Vulkanruinen. Die Erosion gliedert den konischen Mantel jedes Vulkans, der ihre Arbeit nicht mehr mit Auswürfen und Ergüssen verwischt, durch radiale Gräben. Regelmäßige Kegel gewinnen dabei oft ein vollkommen sternförmiges Relief. Durch explosive Hohlformen von der Art der Valle del Bove in dem

Digitized by Google

Ostabfalle des Ätna erfährt die Erosion eine örtliche Begünstigung. Es kommt aber auch vor, daß einer der radialen Gräben den Kraterrand bis auf den Kraterboden kerbt und, nach dem Muster von Palma, als Barranco die ganze Caldera öffnet. (S. 207.)

In einem vorgerückten Stadium der Abtragung verschwindet der Krater und von manchem Vulkane, der hauptsächlich aus lockeren Auswürfen und aus radiär injizierten senkrechten Lavagängen bestand, bleibt dann nichts übrig als ein Stern solcher Gänge und das eine oder das andere Stromende. Eine Vulkanruine dieser Art hat Suess im Monte Venda der Euganäen nachgewiesen.[1])

Unter abgeräumten alten Vulkanen und auch unter Maaren wurden an vielen Stellen die Eruptionskanäle als Tuffröhren und Lavastiele angetroffen. Am lehrreichsten ist das Gebiet von Urach an der Alb, von dem schon bei der Beschreibung der Maare die Rede war. Auf der Höhe der Alb blieb eine Schar halb zugeschütteter kreisrunder und ovaler Explosionskessel erhalten, deren Tiefe nur noch 20—30 *m* beträgt und deren Durchmesser zwischen 250 *m* und 1 *km* schwankt. Der nördliche Denudationsrand des Malmkalks hat einige dieser — vermutlich miozänen — Maare angeschnitten, andere ganz beseitigt, zugleich aber bis in Tiefen von 500—800 *m* unter der ursprünglichen Oberfläche die mit Brockentuff und Basalt gefüllten Schußröhren bloßgelegt. Im oberen Teile dieser Röhren steckt der Tuff. Der Basalt pflegt sich erst in größerer Tiefe einzustellen und der Übergang erfolgt in der Weise, daß der Basalt fingerförmige Ausläufer in den hangenden Brockentuff entsendet.

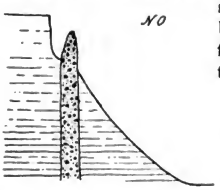


Fig. 209. Der Tuffstiel des Konradfelsens (Lenninger Tal bei Urach) in den Malmkalken der Alb. Nach Branco.

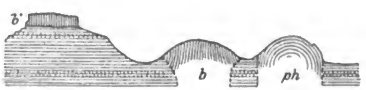


Fig. 210. Profil durch einen schaligen Phonolithstiel (*ph*), einen Basaltstiel mit meilerartiger Säulenstellung (*b*) und durch einen senkrecht zerklüfteten basaltischen Stromrest (*b'*).

Der Albrand erschließt uns somit die Grundform der durchgreifenden Lagerung: den stielförmigen Gang oder Stiel schlechtweg. Manche Stiele sind nur einige Meter stark, andere erreichen einen Durchmesser von 1 *km*. Das Ausgehende fester Lavastiele bildet infolge der stärkeren Abtragung des Nebengesteins zumeist auffällige Kuppen und Kegel, die sich von den ähnlich gestalteten erosiven Resten alter Ströme und Decken sehr oft schon durch ihre büschelförmige Säulenstellung oder durch die der Oberfläche folgende Krümmung der Platten unterscheiden lassen. (Fig. 210.) Schwieriger ist mitunter die Entscheidung, ob ein Stielkopf oder eine aus zäher Lava erstarrte Quellkuppe (S. 200) vorliegt. In solchen Fällen wird es sich,

[1]) Sitz.-Ber. der Wiener Akad. 1875.

Digitized by Google

wenn die Lagerungs- und Absonderungsformen keinen unzweideutigen Aufschluß geben, immer darum handeln, ob im Bereiche der fraglichen Kuppen eine starke Abtragung vorauszusetzen ist oder nicht. In den großen jungtertiären Vulkanregionen Mitteleuropas treten überall Stiele in hervorstechenden Bergformen zutage. Die schönsten Beispiele liefert das tieferodierte Leitmeritzer Mittelgebirge, in dem nicht nur die Phonolithberge, wie der Millešchauer, der Borschen, der Teplitzer Schloßberg, der Schreckenstein usf. sondern auch sehr viele basaltische Kuppen und Kegel echte Stiele darstellen. (Fig. 211.)

Fig. 211. Der grobschalige und zu oberst auch pfeilerförmig zerklüftete Phonolithstiel des Borschen bei Bilin. Nach einer Photographie von Eckert.

Wo das eruptive Magma in Spalten getrieben wurde, erstarrte es zu Felstafeln von weiter Erstreckung und verhältnismäßig sehr geringer Stärke. Das sind die Gänge im engeren Sinne. Die einfachsten Intrusionen dieser Art lernten wir in den radial gestellten Lavagängen zersprengter Vulkankegel kennen. Die Unterlage größerer vulkanischer Gebiete wird jedoch nicht selten von Gängen durchsetzt, deren Ausbisse meilenweit zu verfolgen sind. So streicht z. B. am Südostrande des Leitmeritzer Mittelgebirges vom Phonolithstiele des Bösig nordostwärts bis zum Jeschken, also bis zum Urgebirgsrande Böhmens, die Teufelsmauer, ein 2 *m* starker, in wagrechte Säulen zerklüfteter Basaltgang, der in der kretazischen Sandsteintafel einen 25 *km* langen Sprung füllt und dem mürben, leicht

Digitized by Google

zerstörbaren Sandstein über Berg und Tal hinweg als zackige, bis 10 *m* hohe Felsmauer entragte.[1])

Fig. 212. Die Teufelsmauer in Nordböhmen, ein Basaltgang mit wagrechten Säulen. Nach Wurm.

Im Gegensatze zu den Lavagängen, die an tektonische Störungsflächen, vornehmlich an Verwerfungsspalten gebunden sind, gehen die Stiele oft durch ungebrochene Schollen oder, wenn Brüche darin aufsetzen, sogar neben diesen klastischen Wegen hindurch. Diese Unabhängigkeit der Ausbrüche von den

[1]) Der Gang ist leider im Verschwinden, da die Anrainer den Säulenbasalt abtragen.

Digitized by Google

tektonischen Spalten ist für die Theorie des Vulkanismus von der größten Wichtigkeit.[1])

Im großen Cañon des Coloradoplateaus, im Uracher Maargebiete, in der Rhön, im Böhmischen Mittelgebirge und in anderen alten Vulkanstrichen wurden in handgreiflichen Aufschlüssen Stiele angetroffen, die auf selbstgebahnten bruchlosen Wegen emporgedrungen sind. Solchen Nachweisen gegenüber darf man sich nicht darauf berufen, daß in sehr vielen Fällen unverkennbare Spaltenintrusionen und Spaltenеruptionen stattgefunden haben. Alle diese Fälle, und wenn ihrer auch noch so viele wären, beweisen nichts weiter als daß sich das Magma seine Wege auch in Spalten aussprengen kann, was noch niemand in Abrede gestellt hat. Dagegen wird durch jeden einzelnen unzweideutigen Fall von bruchloser Eruption festgestellt, daß das Magma zum Empordringen keine Spalten braucht, und auf diese Feststellung kommt es in der Theorie an.

Branco ist auf Grund seiner Beobachtungen am Albrande ebenso wie Geikie, der im Paläozoikum, besonders im Karbon, Englands bruchlose Eruptionen nachwies, zu der Überzeugung gekommen, daß das ausbrechende Magma die äußerste Lage der Erdrinde durch Gasexplosionen durchlöchert. In den tieferen Lagen aber soll nach der Ansicht beider Forscher der vulkanische Auftrieb doch durch Spalten ermöglicht werden. Das heißt, in Rindentiefen, in denen Spannungsunterschiede durch bruchlose Umformung ausgeglichen werden können, sollen Sprünge entstehen, von denen die äußerste, spröde und brüchige Kugelschale nicht betroffen wird. Eine solche Hilfsvorstellung ist nicht nur willkürlich, sondern auch verkehrt und muß von der Theorie abgelehnt werden. Stiele wie die von Urach weisen auf vollkommen bruchlose Eruptionen hin. Der vulkanische Auftrieb muß von einer Art sein, der die Durchlöcherung der Erdrinde zugeschrieben werden darf.

Im Anschlusse an die Stiele und Gänge sind noch die Lagergänge zu erwähnen, die in aufgesprengten Schichtfugen als konkordante Einschaltungen entstanden und bisweilen nur zu leicht mit Ergüssen vom Alter der durchbrochenen Schichten verwechselt werden können. So hielt man den berühmten Whin Sill in Northumberland, eine 20 *m* starke Basalttafel,

Fig. 213. Eine Strecke des Whin Sill, *a* Kohlenkalk, *b* Basalt, *c* Sandstein und Schieferton.

die im schwebenden Kohlenkalk über 100 *km* weit verfolgt wurde, lange für ein karbonisches Lavafeld, bis sich endlich herausstellte, daß der Basalt das Hangende wie das Liegende im Kontakt veränderte und auch nicht immer derselben Schicht folgt, sondern streckenweise schräg auf und abwärts springt, also zum durchgreifenden Gange wird.

Das Ende der vulkanischen Denudationsreihe bilden die körnig er-

[1]) Vgl. Löwl 1886 und Branco 1895 und 1903, zit. S. 192, 3.

Digitized by Google

starrten plutonischen Stöcke, von denen schon beim Granit die Rede war. (S. 14 und 54.) Es sind riesige, viele Kilometer starke Säulen und Keile von rundem, ovalem oder auch ganz unregelmäßigem Querschnitt, von denen manche in dem abgetragenen Hangenden in richtige Vulkanstiele ausgelaufen sein mögen. Andere dagegen sind gerade so weit denudiert, daß auf ihrem Scheitel Reste des ursprünglichen Schichtendaches erhalten blieben. In solchen Fällen geht es nicht an, den Stock als einen Herd vulkanischer Ausbrüche zu deuten. Freilich stößt man dann auf große Schwierigkeiten und die Frage, wie der Raum für einen 10 *km* starken Stock gewonnen wurde, gehört mit zu der Probe, die jede Vulkantheorie zu bestehen hat. Etwas Rätselhaftes liegt auch darin, daß manche Stöcke an ihrem oberen Ende pilzförmig in die Breite gehen. Die intrusiven Kerne, zu denen sie unter dem kuppelartig aufgetriebenen Deckgebirge anschwellen, sind oft ziemlich regelmäßige Laibe, die als riesige, gedrungene Lagergänge den Schichtverband sprengten. In Gebieten, die zur Zeit der Intrusion schon gestört waren, kommen aber auch diskordante und ganz unregelmäßig gestaltete Kernmassen vor, die sich nur durch ihre seitliche Ausbreitung von Stöcken unterscheiden und wohl auch in Stöcke übergehen. (Fig. 218.) Schulgerecht ist der Bau des Granatspitzkernes

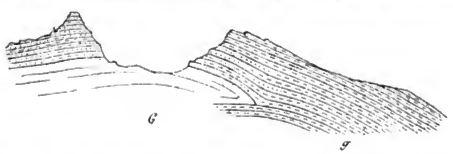


Fig. 214. Der Rand des Granatspitzkernes beim Matreier Tauernhause. *G* geflaserter Granit, *g* Glimmerschiefer mit Granitapophysen, und zwar hauptsächlich Lagergängen.

zwischen Großvenediger und Großglockner. Hier liegt eine linsenförmige Einschaltung von Flasergranit im Glimmer- und Hornblendeschiefer der Hohen Tauern vor, und am Südrande des Kernes kann man beobachten, wie der Granit zwischen seinem wohlerhaltenen Schieferdache und seinem flachen Schieferboden auskeilt. Gleich daneben, im Gschlöß, verwandelt sich der tonalitische Kern des Großvenedigers an seinem Ostende in einen durchgreifenden Stock.[1])

Wie schon früher in anderem Zusammenhange gezeigt wurde, pflegen die Tiefengesteine eine starke, nicht selten 1—2 *km* weit reichende Kontaktmetamorphose hervorzurufen und gangförmige Ausläufer (Apophysen) in das Nebengestein zu treiben. Dabei ist der Umstand bemerkenswert, daß im Bereiche der Kerne vorzugsweise Lagergänge aufsetzen.

Die granitischen Intrusionen haben eine universale Verbreitung. Wo immer eine umfangreichere Erdscholle bis auf das kristalline Grundgebirge abgetragen wurde, dort kommen auch Stöcke und Kerne von Granit und anderen Tiefengesteinen zum Vorschein. Die besten Aufschlüsse trifft man

[1]) Löwl, Der Granatspitzkern, a. a. O. und im Führer des Wiener internat. Geol. Kongresses, 1903.

Digitized by Google

im Hochgebirge, z. B. in den Urgebirgszügen der Alpen. Von hervorragendem Interesse ist hier die 450 *km* lange Reihe tonalitischer Kerne, Stöcke und Ganggruppen, die sich längs dem Südrande der Zentralalpen vom Adamello bis zum Bachergebirge erstreckt.[1]) Sie beginnt mit dem unregelmäßigen, in einen Stock übergehenden Adamellokerne; darauf folgt der Iffingerkern, der von Meran in scharfer Krümmung bis ins Pustertal reicht, weiterhin die regelmäßigen Kerne der Rieserferner, die Tonalit- und Tonalitporphyritgänge im Iseltal und in der Kreuzeckgruppe, dann nach einer langen Unterbrechung der schmale, stark gestörte Tonalitzug von Eisenkappel in den

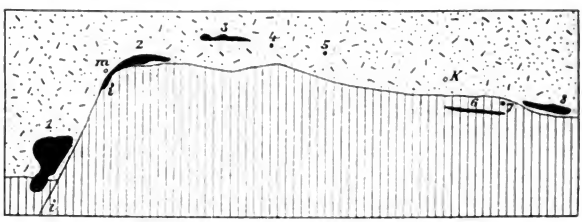


Fig. 215. Der Tonalitzug Adamello-Bacher, 1 : 3³/₄ Mill. Zentralalpen punktiert und gestrichelt, südliche Kalkalpen schraffiert. *i i* Judicarienbruch. *m* Meran, *K* Klagenfurt. 1 Adamello, 2 Iffinger, 3 Rieserferner, 4 St. Johann im Iseltal, 5 Kreuzeckgruppe, 6 Karawankenstrich, 7 Prävali, 8 Bacher.

Karawanken, die Gruppe tonalitischer Porphyritgänge von Prävali und zum Schluß die äußerst unregelmäßige, teils stockartige, teils kernartige tonalitische bis granitische Masse des Bachergebirges. Die ganze intrusive Reihe weist durch die Anordnung ihrer Glieder sowie durch die Zusammengehörigkeit ihrer Gesteine auf eine einheitliche Bildung hin; und da die Porphyritgänge von Prävali den obersten Jura durchbrechen, hat Salomon die gesamten Tonalitintrusionen vom Adamello bis zum Bacher in die tertiäre Störungsperiode verlegt. In Wirklichkeit aber gehören die Intrusionen verschiedenen Zeiten an. Für die Rieserferner war schon nach der konkordanten Auflagerung der Schieferhülle auf den Tonalit ein karbonisches Alter zu vermuten und am Südrande des Iffingerkernes wurden sogar Einschlüsse des Tonalits in dem permischen Bozener Porphyr gefunden.

Die kernförmige Lagerung der vollkristallinen Erstarrungsgesteine und das Verhältnis der Kerne zu den durchgreifenden Stöcken wurde erst durch die Entdeckung der „Lakkolithe“ des nordöstlichen Coloradogebietes aufgehellt. Wo sich Grand River und Green River vereinigen, und weiterhin bis zum San Juan River erheben sich in regelloser Verteilung kleine, aber schroffe Inselgebirge auf der 2000 *m* hohen kretazischen Schichtentafel: die La Sal, Abajo, Elk, Late und Carriso Mts. östlich und die Henry Mts. westlich vom Colorado. (Fig. 217.) Holmes, Peale, Gilbert und Cross[2]) haben nach-

[1]) Salomon, zit. S. 193.
[2]) Vgl. Gilbert und Cross, zit. S. 192, 3.

Digitized by Google

gewiesen, daß jedes dieser Inselgebirge durch eine Schar intrusiver Kerne aufgetrieben wurde. Das Magma war von tonalitischer Zusammensetzung, erstarrte aber nicht zu einem körnigen Tonalit, sondern zu einem Hornblendeporphyrit mit Quarz und Orthoklas in der glasfreien Grundmasse. Die Intrusion fiel in die jüngere Tertiärzeit und erfolgte unter den mindestens 1000 *m* mächtigen, in diesem Teile des Plateaus seither abgetragenen limnischen und fluvialen Tertiärschichten. Manche Kerne liegen in der Kreide, andere im Jura und in der Trias, die tiefsten im Karbon. Diese hatten eine Schichtenreihe von 3300—3500 *m* zu heben. Die abgestufte Tiefenlage hatte zur Folge, daß die verschiedenen Kerne — Lakkolithe, Grubensteine, nannte sie Gilbert — ungleichmäßig ausgegraben wurden und daß die Erosion somit eine sehr lehrreiche Denudationsreihe herstellte. Es gibt Schichtenkuppeln, deren Kerne noch gar nicht angeschnitten sind und sich nur durch die Auftreibung der rings umher ganz ungestört ausgebreiteten Schichten oder höchstens durch Gänge verraten. Andere wurden so weit abgetragen, daß innerhalb der aufgebogenen, zumeist mit Lagergängen ausgestatteten Ränder die flachen Scheitel der Lakkolithe zutage treten. Daneben kommen Kerne vor, deren Dach bis auf geringfügige Reste zerstört wurde, und hie und da trifft man auch einen der höchstgelegenen, den die Erosion ganz abgedeckt, oberflächlich zernagt und bis auf seine Unterlage entzweige-

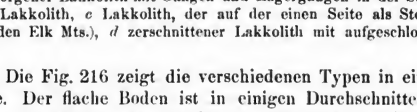


Fig. 216. *a* verborgener Lakkolith mit Gängen und Lagergängen in der Schichtenkuppel, *b* abgedeckter Lakkolith, *c* Lakkolith, der auf der einen Seite als Stock durchgreift (Marcellina in den Elk Mts.), *d* zerschnittener Lakkolith mit aufgeschlossenem Boden.

schnitten hat. Die Fig. 216 zeigt die verschiedenen Typen in einem schematischen Profile. Der flache Boden ist in einigen Durchschnitten tatsächlich aufgeschlossen, die Wölbung des Daches aber läßt sich in sehr vielen Fällen beobachten.

Die Größe der Lakkolithe ist sehr verschieden. Einer der bedeutendsten, der Mount Hillers in den Henry Mts., hat einen Umfang von etwa 20 *km* und eine Mächtigkeit von 2300 *m*. Die Gestalt ist nicht immer so regelmäßig wie sie von Gilbert an den meisten Kernen der Henry Mts. festgestellt wurde. Es gibt auch asymmetrische Laibe und der Marcellina-Lakkolith in den Elk Mts. greift sogar auf der Südostseite als Stock durch, während er sonst durchweg eine linsenförmige Einschaltung bildet. In solchen Fällen wird man wohl einen randständigen Intrusionsschlot wie in der Fig. 216 voraussetzen dürfen. Kerne und Stöcke sind also unter den Lakkolithen geradeso wie unter den intrusiven Massen der größten Tiefen durch Übergänge verbunden. Im Marcellina-Lakkolith stellen sich die verhältnismäßig kleinen und seichten Lakkolithe der Coloradotafel den großen Tiefenkernen auch insofern an die Seite, als das Magma hier nicht porphyrisch, sondern zu einem körnigen Tonalit erstarrte.

Digitized by Google

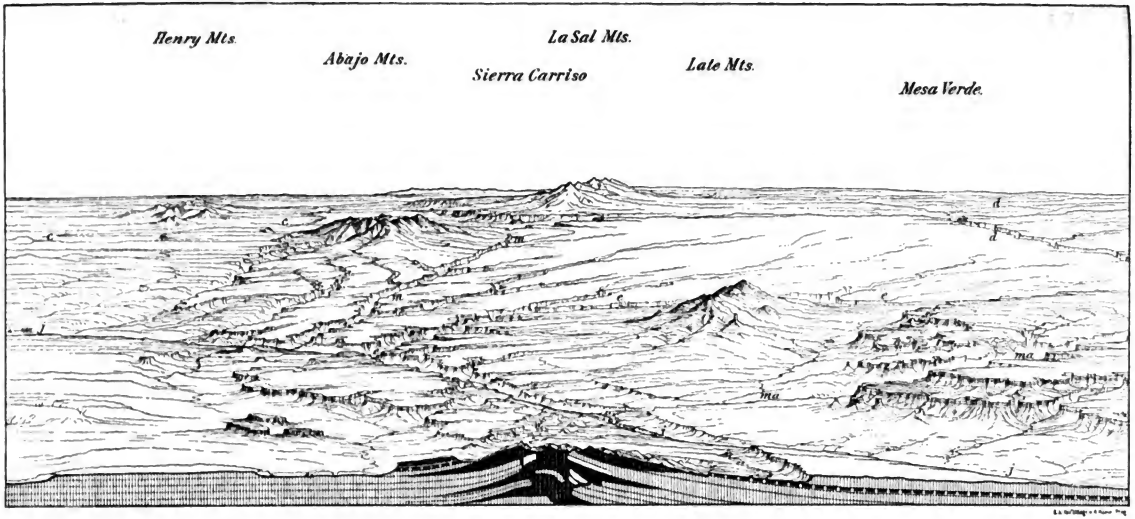


Fig. 217. Das Coloradoplateau nördlich vom San Juan River. Unten ein Profil durch die Sierra Carriso. *c* Colorado R. *j* San Juan R. *m* Montezuma Creek. *e* Elmo Creek. *ma* Rio Mancos. *d* Rio Dolores. (Nach Holmes.)

Digitized by Google

Die im Kontakt veränderten Hüllschichten der Lakkolithe führen in der Regel häufige Lagergänge; manchmal aber löst sich die ganze Intrusion in eine vertikale Folge linsenförmiger, in der Mitte stark anschwellender Lager auf. Hierher gehören nach Holmes die Carriso Mts. südlich vom San Juan River (Profil in Fig. 217) und die Sierra la Plata in Südwestcolorado.

Nach dem Erscheinen von Gilberts Arbeit wurden auch in anderen Gebieten Nordamerikas, ferner in Mitteleuropa, in Skandinavien, in den Alpen, im Kaukasus usw. in den verschiedensten Stufen der Formationsreihe, vor allem aber in den kristallinen Schiefern, lakkolithische Intrusionen nachgewiesen. Diese Lagerungsform kommt in der weitesten Verbreitung vor und die Vulkantheorie hat die Frage zu beantworten, warum das eruptive Magma nicht überall die Erdoberfläche erreichte, sondern stellenweise, hier in größerer, dort in geringerer Tiefe, durch seitliche Intrusion in die Breite ging und die hangenden Schichtenreihen hob statt sie zu durchbrechen.

Fig. 218. Abgedeckter Granitstock in gestörten Schichten. Schlieren, Apophysen, Kontakthof.

Die zeitliche und räumliche Verteilung der Vulkane.

Die Erde verhielt sich als kosmischer Vulkanherd immer so wie einer unserer großen Dauervulkane. Sie hatte in wiederholtem Wechsel Zeiten mäßiger und Zeiten gesteigerter eruptiver Tätigkeit und dazwischen lange Perioden der Ruhe. Gerade diese Pausen aber bereiten der Theorie große Schwierigkeiten. Die ältesten Formationen, bis zum Perm herauf, enthalten in marinen wie in kontinentalen Sedimenten sehr häufige Einschaltungen von Laven und Tuffen. Im Karbon und Perm nehmen die Quarzporphyre und Melaphyre so überhand, daß sie in manchen Profilen die Absatzgesteine an Mächtigkeit übertreffen. Auf die spätpaläozoische Zeit einer außerordentlich gesteigerten vulkanischen Tätigkeit folgte dann eine lange Pause. Nach den Resten der Trias-, Jura- und Kreideformation zu urteilen, fanden in der ganzen mesozoischen Ära nur an wenigen Stellen Ausbrüche statt. Hierher gehören die basischen Laven im roten Triassandstein der östlichen Vereinigten Staaten, in der mittleren Trias Südtirols und der Ostkarpaten, im Jura und in der Kreide der Anden. Im allgemeinen aber ist das Mesozoikum frei von Laven und Tuffen. So weist z. B. die Trias, der Jura und die Kreide Mitteleuropas im schroffsten Gegensatze zu dem porphyr- und melaphyrreichen Rotliegenden keine Spur einer Eruption auf. Erst im Tertiär kam es auf der ganzen Erde wieder zu starken Ergüssen und das Miozän bezeichnet in vulkanischer Hinsicht eine kritische Zeit. Seither flaute der magmatische Auftrieb wieder ab. Die Leistungen der gegenwärtigen Vulkane nehmen sich nur wie ein schwächlicher Nachschub der spättertiären Eruptionen aus.

Digitized by Google

Da sich die rezenten und die tertiären Vulkanstriche vorzugsweise an stark dislozierte Gebiete halten, lag die Vermutung nahe, daß die vulkanische Tätigkeit irgendwie durch die Vorgänge der Gebirgsbildung angeregt wurde. Doch ein solcher unmittelbarer Zusammenhang besteht nicht. Die große kretazische Störungsperiode verlief im allgemeinen ohne vulkanische Begleitung und in den genauer untersuchten Gebirgen ließ sich feststellen, daß auch die jungtertiären Dislokationen und Eruptionen nicht gleichzeitig eintraten. Die andesitischen Massenausbrüche, die — mit quarztrachytischen und basaltischen Nachschüben — die vulkanischen Gebirge auf der Innenseite des Karpatenbogens aufbauten, traten im Miozän ein und hielten im Osten, in der siebenbürgischen Hargitta, bis ins Pliozän an.[1]) Sie fielen also in eine Zeit, in der die Karpatenfaltung nicht nur in den alten inneren Zügen, sondern auch im Flyschgürtel längst abgeschlossen war. (S. 182.) Noch bezeichnender sind die Verhältnisse der Apenninhalbinsel. Hier dauerten die tertiären gebirgbildenden Störungen bis in die Miozänzeit. Es entstanden Falten und große streichende Brüche, zu Eruptionen aber kam es nicht. Im Pliozän folgte eine starke Abtragung und eine Senkung. Der größte Teil der Halbinsel war damals Meeresboden. Am Schlusse der Pliozänzeit aber trat eine allgemeine Hebung ein, die das marine Pliozän mehrere 100 *m*, in Calabrien sogar 1300 *m* über den Meeresspiegel emportrug. Erst diese epeirogenetische Hebung, die ohne Falten und Brüche vor sich ging und vielleicht jetzt noch anhält, wurde von vulkanischen Ausbrüchen begleitet. Die Vulkane Italiens haben demnach nichts mit den Störungen, die den Bau der Apenninen bewirkten, zu tun. Es ist das Verdienst Lorenzos, dieser Tatsache gegenüber der Auffassung von Suess zu ihrem Rechte verholfen zu haben.[2]) Was von den Apenninen und Karpaten gilt, wird gewiß auch in anderen Gebieten nachzuweisen sein. So ist es, um gleich den bedeutendsten Fall herauszugreifen, von vornherein klar, daß der quartäre Vulkanstrich der Anden nicht mit den alten tektonischen Störungen dieses Gebirges, sondern nur mit dessen jüngster Hebung in Verbindung gebracht werden darf. Wenn man den in Italien festgestellten Altersunterschied der Gebirgsbildung und der Eruptionen außer acht läßt, wird man immer in den Fehler verfallen, aus der geographischen Verbreitung der Vulkane falsche geologische Schlüsse zu ziehen.

Eine Übersichtskarte der Vulkanstriche darf sich nicht auf die tätigen, ruhenden und erloschenen quartären Feuerberge beschränken, sondern muß unter einer besonderen Signatur auch die Schauplätze der großen spättertiären Eruptionen angeben. Die geographischen Verhältnisse dieser Regionen, z. B. ihre Entfernung vom Meere, haben ja nur ausnahmsweise eine wesentliche Änderung erfahren und die Verteilung der miozänen und pliozänen Ausbruchstellen bietet daher der Theorie ebenso sichere Anhaltspunkte wie die der tätigen Vulkane.[3])

Zu den hervorstechendsten Zügen im Bau der Erdfeste gehört der

[1]) Vgl. Uhlig, Bau und Bild der Karpaten, 227—246.

[2]) Lorenzo, Studio geolog. del Monte Vulture. Neapel, 1900.

[3]) Die zwei Karten von Wägler (Die geograph. Verbreitung der Vulkane. 1901) sind sowohl in methodischer Hinsicht als auch in manchen Einzelheiten anfechtbar.

Digitized by Google

Vulkankranz des pazifischen Beckens. Auf der amerikanischen Seite blieben die Eruptionen so streng auf den Faltenzug der Cordilleren beschränkt, daß nur dort, wo sich dieser Faltenzug im Antillenbogen gegen Osten krümmt, eine Vulkanreihe an den Atlantischen Ozean herantritt. Von Alaska weg besteht der Rand des pazifischen Beckens durch ganz Ostasien nicht mehr aus Faltenland, sondern aus staffelförmig ansteigendem Schollenland. (S. 162.) Erst im austral-asiatischen Gebiete streichen als Ausläufer der hinterindischen Ketten wieder Faltenzüge in die Südsee herein, um sich in insularen Bruchstücken bis in die Neuseeländer Alpen fortzusetzen. Der pazifische Vulkankranz aber liegt auf den Rändern des großen ozeanischen Beckens und wird gar nicht davon berührt, daß in dem älteren Baue dieser gehobenen Ränder auf der amerikanischen Seite Falten und auf der asiatischen Brüche den Ausschlag geben. Ein naiver Kartenbeschauer kann leicht auf den Gedanken kommen, daß die sinkende pazifische Scholle das Magma rund herum ausquetscht.

Der Beckenraum selbst ist verhältnismäßig arm an eruptiven Bildungen und alle seine Inselvulkane wurden auf mächtigen Rücken und Schwellen des Meeresbodens aufgebaut. Sogar die vollständig isolierte Hawaigruppe liegt auf einer breiten, tafelartigen Schwelle, die sich 2—3 *km* über ihre 5—6 *km* tiefe Umgebung erhebt. Die flachen Tiefseegründe, die sich — bis auf ihre randlichen Gräben — ganz ungestört ausbreiten, scheinen auch in vulkanischer Beziehung immun zu sein. Nirgends wurde supra- oder submarin ein eruptiver Kegel angetroffen und die zersetzten vulkanischen Stoffe des roten Tiefseetones rühren von Auswürfen her, die von Luft- und Meeresströmungen vertragen wurden. Die alte Lehrmeinung, daß die Eruptionen im Meere oder doch in dessen Nähe stattfänden, weil sie hier durch das in große Tiefen hinabdringende Wasser ermöglicht würden, findet im pazifischen Becken keine Stütze. Die Andenvulkane sind 200—300 *km* — der Sillota in Bolivien sogar 350 *km* — vom Meere entfernt. Die erloschenen, aber sehr jungen Schlackenkegel auf der Höhe des Coloradoplateaus erreichen einen Abstand von 500 *km*, und die Vulkane von Mergen in der Mandschurei, die vor 200 Jahren noch Eruptionen hatten, sogar einen Abstand von 800 *km*. Die Meeresnähe an sich ist demnach belanglos. Die Häufung der Vulkane an bestimmten Festlandrändern muß einen tieferen Grund haben.

Sowohl in den Inselbögen der asiatischen Seite als auch in dem gestreckten Faltenzuge Amerikas samt dem Antillenbogen sind die Ausbruchstellen im großen reihenförmig geordnet. Je kleiner der Kartenmaßstab ist desto linienhafter werden die Vulkanzüge. In Wirklichkeit aber lösen sich die straffen Reihen in Gruppen auf, deren Anlage so unregelmäßig ist, daß man zur Verbindung der einzelnen Kraterberge die gewagtesten Bruchnetze konstruieren muß.[1]) Stellenweise lassen sich aber doch richtige Vulkanlinien verfolgen, die aller Wahrscheinlichkeit nach mit Brüchen zusammenhängen. Freilich kommt man in solchen Fällen über Vermutungen nicht hinaus, solange die Frage, ob die Eruptionsschlote in Spalten ausgesprengt wurden

[1]) Vgl. Stübel, Die Verbreitung der hauptsächlichen Eruptionszentren in Südamerika. Peterm. Mitt. 1902.

Digitized by Google

oder durch ungebrochene Schollen hindurchgreifen, nicht geologisch entschieden ist.

Im Gegensatze zum pazifischen Becken, dessen 250 (?) Feuerberge etwa drei Viertel aller tätigen Vulkane umfassen, haben die übrigen großen Meeresräume nahezu vulkanfreie Ränder. Sieht man vom Sundabogen, von den Kamerunbergen und vom Antillenbogen ab, so weist der Indische und der Atlantische Ozean nur Inselvulkane auf, die in Bodenschwellen wurzeln. Das gilt auch von den ungeheueren Basaltdecken Islands, der Farör usw., die von spättertiären Ergüssen herrühren. Das atlantische Schollenland Amerikas ist vulkanfrei. In der Alten Welt dagegen gibt es im Schollen- wie im Faltenlande tertiäre und quartäre Vulkanstriche. Die jungen hohen Faltengebirge lassen in ihren Beziehungen zum vulkanischen Phänomen drei Typen unterscheiden: der alpine ist vulkanfrei oder doch sehr arm an eruptiven Spuren (Alpen, Pyrenäen, Himalaja), der kaukasische trägt die Vulkane nach Andenart auf dem Rücken (Vorderasien) und der apenninische, der auf asymmetrische Gebirge beschränkt ist, erweist sich hauptsächlich oder ausschließlich auf der Seite vulkanisch, die von den jüngsten Faltungen nicht mehr betroffen wurde und zumeist auch aus sehr alten Gesteinszonen besteht. (Apenninen, Karpaten, Balkan.) Worauf die Gegensätze zwischen den drei Typen beruhen, weiß man nicht.

In den Schollenländern der Alten Welt fällt vor allem auf, daß die große russische und westsibirische Tafel samt dem früh gefalteten und neuerlich gehobenen Uralzuge ganz vulkanfrei ist. Erst in den Bruchfeldern Ostsibiriens, besonders nördlich und östlich vom Baikal, breiten sich tertiäre Basaltdecken aus. Im west- und mitteleuropäischen Schollenlande stehen die spättertiären, stellenweise erst im Diluvium erloschenen Vulkanbezirke in ziemlich lockeren Beziehungen zum Gebirgsbaue. Die Ausbruchstellen des französischen Zentralplateaus liegen auf dem Scheitel dieses großen Horstes, der außerordentlich stark gestörte Streifen des Rheingrabens ist bis auf den Kleinen Kaiserstuhl vulkanfrei, von den Randbrüchen des Böhmischen Massivs gilt dasselbe, und die ungestörte Tafel des süddeutschen Jura, in der man alles eher als Vulkanspuren erwarten sollte, wurde bei Urach wie eine Scheibe durchlöchert. Auch der große Vulkanstrich, der aus der Eifel und vom Vogelsgebirge über die Rhön und das Böhmische Mittelgebirge bis in die Lausitz reicht, geht quer über die wichtigsten tektonischen Linien hinweg und folgt nur im nordwestlichen Böhmen, im Duppauer und Leitmeritzer Gebirge, dem Bruchrande des kristallinen Grundgebirges.

Auf der Südseite der großen Faltenzone Europas und Asiens ist das Schollenland verhältnismäßig reich an vulkanischen Bildungen. Die Hauptbezirke sind das nordwestliche Dekan mit seiner ungeheueren tertiären Basalttafel und die Region des erythräischen Grabens samt seiner syrischen und ostafrikanischen Fortsetzung. (S. 153.) Im nördlichen Teile des ostafrikanischen Grabens und zwischen dem Kiwu und dem Albert Edwardsee im Tanganikagraben gibt es jetzt noch tätige Vulkane. (Der Telekivulkan, die Virungogruppe.) Erloschene Vulkane und mächtige Ergüsse füllen den östlichen Graben stellenweise hoch an und begleiten ihn auch in weiten Abständen. (Kilima Ndscharo, Kenia.) Trotzdem darf man die Eruptionen

Digitized by Google

nicht unmittelbar aus den vertikalen Verschiebungen ableiten. Sie sind in der Hauptsache quartär, während die große Grabenreihe schon im jüngeren Tertiär angelegt wurde. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Ausbrüche auch hier mit einer posttertiären epeirogenetischen Hebung Hand in Hand gingen. In Syrien wurde eine solche Hebung durch die hohe Lage des marinen Pliozän sichergestellt.

Sehr merkwürdig ist ein von Becke erkannter Zug in der Verbreitung der Vulkane.[1]) Der pazifische Kranz mit dem Sundabogen und den Vulkanstrichen der großen asiatisch-europäischen Faltenzone liefert Quarztrachyte, Dacite, Andesite und Feldspatbasalte. Im atlantischen Gebiete, in Afrika und im europäischen Schollenlande dagegen besteht die Reihe der Erstarrungsgesteine aus Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Nephelin- und Leuzitbasalten. Der Unterschied zwischen der pazifischen und der atlantischen Sippe Beckes liegt also darin, daß die Laven des ersten Gebietes Feldspate und auch Quarz führen, während im atlantischen Reiche der Quarz fehlt und die Feldspate zum Teil durch ihre kieselsäurearmen Vertreter Nephelin und Leuzit ersetzt werden. Die chemische Zusammensetzung ist insofern verschieden als in der atlantischen Gesteinsreihe die Grundstoffe von hohem Atomgewichte (Kalium, Kalzium und Eisen) reichlicher vorkommen als in der pazifischen. Becke spricht daher auch von einer schweren und einer leichten Reihe und führt den Gegensatz zwischen ihnen darauf zurück, daß die schweren Laven aus einer tieferen und dichteren Magmalage stammen als die leichten. Die pazifische Gesteinsreihe ist nach Becke an Faltengebirge, die atlantische an Schollenländer gebunden. Doch in dieser Schärfe läßt sich die Scheidung nicht durchführen. Richthofen hat ja nachgewiesen, daß der Westrand des pazifischen Beckens nicht gefaltet, sondern gebrochen ist. (S. 162.) In Europa liegt die auffallendste Anomalie in dem Vorkommen leuzitführender Laven in Mittelitalien bis zum Vesuv, wo man doch wie auf dem Ätna Feldspatbasalt erwarten sollte.

Zum Schlusse sei noch der mutmaßlichen Verbreitung submariner Ausbruchstellen gedacht. Vereinzelte Eruptionen, die den Meeresspiegel erreichen und Schlacken- und Wassergarben in die Luft schleudern, wurden öfter beobachtet.[2]) Da sie aber aus geringen Tiefen kommen, geben sie keine Auskunft über die vulkanischen Vorgänge auf küstenfernen Meeresböden. In dieser Hinsicht ist die Beschränkung der Inselvulkane auf Rücken und Schwellen bemerkenswert. Sind diese Schwellformen durch Hebung entstanden, dann liegt der Verbreitung der marinen und der kontinentalen Vulkane ein gemeinsamer tektonischer Zug zugrunde. Wie die häufigen Lava- und Tuffeinschaltungen in marinen Schichtenreihen verschiedenen Alters beweisen, war der Meeresboden in allen Zeiten starker vulkanischer Tätigkeit der Schauplatz von Ergüssen und Auswürfen; und es ist bezeichnend, daß die fossilen Vulkane nicht in Tiefseeablagerungen, sondern vorzugsweise in Sandsteinen, Tonschiefern, Mergeln und litoralen Kalken angetroffen werden.

---

[1]) Becke, zit. S. 193.

[2]) Rudolph, Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerlands Beiträge z. Geophysik, I. und III.

Digitized by Google

Zur Theorie des Vulkanismus.

Außer den sinnfälligen Vorgängen der Eruptionen hat die Theorie hauptsächlich den folgenden Tatsachen Rechnung zu tragen:

1. Die Geschichte der Erde stimmt mit der Geschichte eines Dauervulkanes darin überein, daß der Erdball nicht ununterbrochen eruptiv war, sondern zeitweilig erlosch. Die Zeiten starker eruptiver Tätigkeit fallen nicht mit den kritischen Zeiten der Gebirgsbildung zusammen. (S. 225, 26.)

2. Die Vulkane sind an keine bestimmte tektonische Form gebunden. Sie kommen in ungestörten, in gebrochenen und in gefalteten Schollen vor. Am häufigsten folgen sie allerdings strichweise den Zügen starker Dislokationen. Die Ausbrüche hängen jedoch mit den Störungen, von denen der Schichtenbau herrührt, nicht unmittelbar zusammen, sondern sind oft viel jünger als diese.

3. Der Auftrieb des Magmas folgt stellenweise Brüchen, geht aber auch durch ungebrochene Rindenstücke hindurch. (S. 220.)

4. Die zu einer Reihe oder Gruppe gescharten Vulkane gehorchen nie einem einheitlichen Impulse. Jeder arbeitet auf eigene Faust und in der Regel wird einer allein eruptiv. (S. 213.) Manche benachbarte Krater bekunden ihre Beziehungslosigkeit auch durch die abweichende Zusammensetzung ihrer Laven.

5. In den weiten Schloten der Dauervulkane wird das Magma oft sehr lange durch Wärmezufuhr im Schmelzfluße erhalten und nach Geysirart periodisch zum Überwallen gebracht.

6. An vielen Stellen fraß sich das Magma nicht durch die ganze Erdrinde hindurch, sondern erstarrte in verschiedenen Tiefen zu Stöcken. Dabei erfuhr der Auftrieb oft eine lakkolithische Stauung und Abstumpfung.

Es gibt nur eine Theorie, die sich mit den angeführten Tatsachen verträgt, und auch die ist noch nicht ausgereift. Sie wurde bisher von Kjerulf, Michel-Lévy, Suess und anderen nur zur Erklärung der großen stockförmigen (nach Suess „batholithischen") Intrusionen herangezogen, läßt sich aber auch auf die eruptiven Vorgänge anwenden. Es ist die Theorie der magmatischen Aufschmelzung. Läßt man die Voraussetzung gelten, daß im Erdinnern zeitweilig durch physikalische oder chemische Prozesse eine regionale Wärmeentwicklung veranlaßt wird, so kann die Hebung ausgedehnter Rindenstücke aus einer langsamen und anhaltenden thermischen Schwellung der magmatischen Unterlage abgeleitet werden. Die Temperatursteigerung mag so weit gehen, daß sie das Magma zum Teil wieder vergast und die tiefsten Lagen der Erdrinde wieder einschmilzt. Außer der regionalen Wärmeentwicklung ist aber auch eine sprunghafte radiäre vorstellbar, die sich etwa mit den Vorgängen auf der Sonne vergleichen ließe. Es kämen Hitzestrahlen in Frage, von denen die Erdrinde wie von Stichflammen durchlöchert würde. Der Auftrieb des Magmas hätte dann als eine Begleiterscheinung zu gelten, die sich aus der thermischen Schwellung ergäbe.

Hält die radiäre Wärmeentwicklung nicht lange genug an, so kommt es nur zur Bildung eines Stockes, der unter den nicht mehr durchschmolzenen Hangendschichten durch den Auftrieb lakkolithisch abgestumpft werden kann.

Digitized by Google

Wo dagegen die Aufschmelzung bis zur Oberfläche oder doch so hoch reicht, daß die letzte Strecke durch Explosionen ausgesprengt werden kann, erfolgen Auswürfe und Ergüsse. Hält die Wärmezufuhr längere Zeit gleichmäßig an, dann arbeitet der Vulkan wie ein Geysir. Die Abnahme der Temperatur zieht die Bildung eines Pfropfens in der Schlotmündung nach sich. Jede neue Strahlung bewirkt einen neuen Ausbruch. So ließe sich erklären, daß die Vulkane nicht an Spalten gebunden sind, daß der Gebirgsbau überhaupt keinen bestimmenden Einfluß auf die Eruptionen übt, daß jeder Vulkan in voller Unabhängigkeit von seinen Nachbarn arbeitet und ruht und daß die intrusiven Stöcke und Kerne so große Räume in der Erdrinde einnehmen. Die Häufung der Vulkane in Gebieten starker Dislokationen läßt darauf schließen, daß die Eruptionen und die Dislokationen wenn auch nicht unmittelbar, so doch in ihren tieferen, ganz unbekannten Ursachen in irgendwelchen Beziehungen zueinander stehen. Allerdings gibt es Fälle, in denen sich diese Beziehungen lockern. Es sei nur an die Verbreitung der tertiären Ausbruchstellen im mitteleuropäischen Schollenlande (S. 228) und an die lakkolithischen Inselgebirge auf der vollkommen ungestörten Kreidetafel des nordöstlichen Coloradogebietes erinnert.

Die Aufschmelzhypothese hätte sehr viel, ja alles für sich,[1]) wenn ihr nicht eine ernste Schwierigkeit petrographischer Art im Wege stünde: die Durchbruchgesteine sind in ihrer Zusammensetzung nicht von dem jeweiligen Nebengesteine abhängig. Vielleicht ist jedoch die Hilfsvorstellung zulässig, daß die mit dem Auftriebe verbundenen Strömungen die äußerst dünnflüssige örtliche Schmelze mit dem Magma innig vermischen, und daß die der Abkühlung zunächst ausgesetzten randlichen Teile des Gemenges infolge der Dichtezunahme sinken und so dem empordringenden Magma Platz machen. Eine solche vertikale Zirkulation mußten wir ja schon früher zur Erklärung des Magmastandes in weiten Vulkanschloten voraussetzen. (S. 205.)

Wer die Aufschmelzhypothese ablehnt, muß auf jede Erklärung der vulkanischen Erscheinungen verzichten, denn die anderen Hypothesen versagen vollständig. Das gilt vor allem von der alten, kürzlich von Arrhenius wieder vorgetragenen Lehre, daß das Magma mit vadosem, in der Tiefe verdampftem Wasser getränkt und dadurch explosibel gemacht werde.[2]) Diese Annahme rechnet nur mit seichten Vulkanherden und kann weder die Intrusion von Stöcken noch den ruhigen Erguß von Laven noch die langen Pausen in der eruptiven Tätigkeit der Dauervulkane und des ganzen Erdballes erklären.

Eine andere Hypothese knüpft an das geotektonische System von Suess an und läßt das Magma durch sinkende Schollen ausquetschen.[3]) Diese naheliegende Erklärung kann jedoch ohne die Annahme großer, bis zum Magma hinabreichender Spalten nicht bestehen und wird daher durch jede bruchlose Eruption und Intrusion widerlegt. Dazu kommt, daß die Vulkane

[1]) Sie wird auch von Dölter vertreten, allerdings mit der Einschränkung, daß die Erdrinde nur dort durchlöchert wird, wo Bruchspalten das Magma und seine Gase entlasten.

[2]) Arrhenius, zit. S. 193.

[3]) Vgl. z. B. Brögger, zit. S. 193.

Digitized by Google

mancher Bruchfelder nicht mit Senkungen, sondern im Gegenteil mit nachträglichen Hebungen zusammenhängen. Auch das ordnungswidrige Einzelfeuer zusammengehöriger Vulkane spricht gegen die tektonische Hypothese. Im Sinne dieser Hypothese wäre z. B. zu erwarten, daß wenn auch nicht der ganze pazifische Ring, so doch die Vulkane der einen oder der andern großen Reihe gleichzeitig in Tätigkeit träten und gleichzeitig Ruhe hielten.[1]) Der Haupteinwand ergibt sich jedoch daraus, daß die Druckverteilung auf der magmatischen Kugelschale nicht so sein kann, wie es die Hypothese verlangt. Eine sinkende Scholle belastet das Magma nicht mehr als eine steigende. Eine Scholle sinkt eben nicht, weil sie schwerer ist als ihre Umgebung, sondern weil die Unterlage abschwillt. Den Beweis dafür liefert der Wechsel von Hebung und Senkung in ein und derselben Scholle. (S. 144.)

Eine andere tektonische Hypothese, die von vielen Geologen vertreten wird, rührt von Reyer her.[2]) Das Magma der Tiefe soll unter dem Drucke der Erdrinde starr sein und erst durch das Aufreißen von Verwerfungsspalten örtlich entlastet, verflüssigt und ausbruchfähig gemacht werden. Wie der vorangehende, so scheitert auch dieser Erklärungsversuch an dem Altersunterschiede der Schichtenstörungen und der Ausbrüche, an den intrusiven Lagerungsformen und an den bruchlosen Eruptionen. Außerdem bleibt entweder das Ende oder der Beginn eines Ausbruches unverständlich. Ist das aufquellende Magma wasserreich, so zerspratzt es schließlich. Mit dieser explosiven Ausräumung der obersten Teile der Spalten wäre jedoch eine unaufhörliche Entlastung und ein unabsehbarer Auftrieb, also ein Auslaufen des Erdkernes, verbunden. Ein wasserarmes, ruhig aufsteigendes Magma dagegen würde durch die Füllung der Spalte die Entlastung aufheben und damit den Lavaaustritt vereiteln.

Stübel suchte aller Schwierigkeiten mit einer neuen Auftriebhypothese Herr zu werden. In der durch urzeitliche Massenergüsse angelegten „Panzerung" der Erstarrungskruste sollen sich Magmanester im Schmelzflusse erhalten haben. Diese Nester waren — und sind noch jetzt — Vulkanherde. Sie pressen sich automatisch aus, weil sich das Magma angeblich in einer gewissen Phase der Erstarrung ausdehnt und die Mutterlauge durch das Hangende emportreibt. Der Druck ist so groß, daß er bruchlose Eruptionen ermöglicht. — Gegen die Annahme uralter Vulkanherde spricht jedoch nicht nur das geologische Zeitmaß, sondern auch die Untätigkeit der erstarrenden Magmanester in der mesozoischen Ära. Wenn man sich die magmatische Kugelschale unter der Erdrinde nicht homogen, sondern in der Horizontalen wie in der Vertikalen von wechselnder Zusammensetzung vorstellt, braucht man überhaupt keine gesonderten Vulkanherde zu interpolieren. Daß der Vesuv aus Leuzitlaven und die Phlegräischen Felder aus Sanidintrachyt bestehen, läßt sich auch mit der Differenzierung des Tiefenmagmas erklären; und daß benachbarte Vulkane zu verschiedenen Zeiten eruptiv werden, spricht nur für die Annahme örtlich wechselnder Impulse. Doch der Kern

[1]) Der Einwand, daß eine vereinzelte Eruption gleich der Öffnung eines Ventils wirke und weitere Ausbrüche verhüte, rechnet nicht mit der regionalen Ausdehnung der Dislokationen, von denen die vulkanischen Vorgänge abgeleitet werden.

[2]) zit. S. 192.

Digitized by Google

von Stübels Hypothese liegt nicht in den Vulkanherden, sondern in dem automatischen Auftriebe. Stübel hätte diesen Auftrieb auch von der Erstarrung und Ausdehnung des Tiefenmagmas ableiten können. Der Haupteinwand gegen seine Ansichten ist demnach der, daß sich eine Silikatschmelze beim Erstarren, zumal beim vollkristallinen Erstarren, nicht ausdehnt, sondern zusammenzieht. Erstarrt ein Gestein kristallin, so ist es immer dichter, als wenn es glasig erstarrt. Da es aber als Glas dem Magma viel näher steht als in kristallinem Zustande, muß man annehmen, daß die körnige Erstarrung in der Tiefe mit einer Verdichtung verbunden ist. Nach den Versuchen Dölters scheint übrigens in den Silikatgesteinen bei jeder Erstarrungsart eine Raumverminderung einzutreten.[1]) Schließlich sei noch hervorgehoben, daß man mit Stübels Hypothese allenfalls eine Hebung, aber unter keinen Umständen stock- und stielförmige Durchbrüche durch spaltenfreie Erdschollen erklären könnte.

5. Erdbeben.

A. Schmidt, Wellenbewegung und Erdbeben, ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben. Jahreshefte des Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1888.
Hörnes, Erdbebenkunde. 1893.
Koto und Skuphos, zit. S. 136.
F. Suess, Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1896.
Gerland, Über den heutigen Stand der Erdbebenforschung. Verhandl. des 12. deutschen Geographentages. 1897.
Milne, Seismology. 1898.
Oldham, zit. S. 136.
Wiechert, Prinzipien für die Beurteilung der Wirksamkeit von Seismographen. Verh. der I. internat. seismolog. Konferenz. 1902.
Branco, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. 1902.
Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. 1904.
Gerlands Beiträge zur Geophysik. Seit 1887.
Belar, Die Erdbebenwarte. Monatschrift seit 1901.

Die Erdbebenkunde ist in den letzten Jahrzehnten durch das Aufkommen neuer Methoden und neuer Probleme der Geologie entwachsen und in der Hauptsache eine geophysikalische Disziplin geworden. Doch bei der Untersuchung jedes einzelnen Bebens und auch bei der Erforschung der Ursachen der Erdbeben wird man immer wieder vor Aufgaben gestellt, die nur der Geolog lösen kann. Es handelt sich da nicht so sehr um die leicht übersehbaren Wirkungen als vielmehr um die im Gebirgsbaue gegebenen Umstände der Beben. In einem Lehrbuche wie dem vorliegenden kommt es hauptsächlich auf die geologische Seite des Phänomens an. Die physikalischen Arbeiten können nur in ihren wichtigsten Ergebnissen berührt werden. Eine gute und gemeinverständliche Einführung in die physikalischen Methoden und in die Technik der Seismologie bietet Sieberg a. a. O.

[1]) Dölter, Die Dichte des flüssigen und des festen Magmas. N. Jahrb. f. Min. 1901, II. Bd.

Digitized by Google

Die seismischen Erscheinungen.

Die Erde bebt unter jedem Anstoß, der die elastisch verbundenen Gesteinsteilchen durch Verdichtung in Schwingungen versetzt. Die longitudinalen oder Kompressionswellen, die dabei entstehen, halten den Boden in unaufhörlicher Bewegung, weil es nie an exogenen Störungen fehlt. Abgesehen von den fühlbaren örtlichen Erschütterungen, die von rollenden Wägen, arbeitenden Maschinen usw. herrühren, werden nach den Anzeigen unserer empfindlichen Bebenmesser auch durch den Winddruck, durch Luftdruckschwankungen und periodisch durch die Gezeiten sowie durch den tages- und jahreszeitigen Wechsel der Besonnung Wellen hervorgerufen. Unter einem Erdbeben, einem Seismós, versteht man jedoch nicht jede beliebige äußere, sondern nur eine aus der Tiefe kommende Erschütterung. Je nachdem die Erdstöße fühlbar oder nur instrumental nachweisbar sind, unterscheidet man makro- und mikroseismische Störungen.

Die Erdbebenwarten, die zuerst in Italien, Japan und der Schweiz aufkamen und jetzt nach den Beschlüssen der „internationalen seismologischen Konferenzen" in allen Kulturstaaten errichtet werden, versehen den Beobachtungsdienst mit den empfindlichsten selbstregistrierenden Instrumenten.

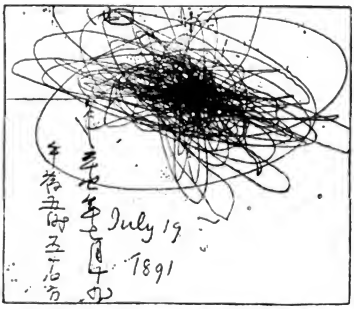


Fig. 219. Bebenaufzeichnung auf feststehender Tafel, nach Milne.

Das Prinzip dieser Seismometer beruht darauf, daß die Bodenbewegungen auf ein ruhendes Pendel bezogen werden. In der Praxis bewährt sich am besten das Horizontalpendel und das mit drei solchen Pendeln ausgestattete Instrument von Rebeur-Paschwitz und Ehlert ist das empfindlichste unter allen Seismometern. Den Schwingungen, die der Beobachtungsort infolge eines Erdstoßes ausführt, liegen drei Komponenten zugrunde: die vertikale und ein Kreuz von zwei horizontalen. Die meisten Apparate zeigen nur den horizontalen Ausschlag an. Schlüter und Vicentini aber versahen ihre Instrumente auch mit Vertikalseismometern. Die durch das Pendel festgestellten Bewegungen werden photographisch oder auch mit einem Schreibstifte aufgezeichnet. Ist die Registrierfläche fest mit dem Boden verbunden, so geben die wirr durcheinander laufenden Pendelkurven ein Bild

Digitized by Google

der äußerst verwickelten seismischen Bewegungen. (Fig. 219). Dagegen erhält man ein zeitlich geordnetes Diagramm, wenn die Registrierfläche gleichmäßig fortbewegt wird. (Fig. 225). Genaue Zeitangaben ermöglicht eine Normaluhr, die durch elektrische Übertragung Minuten und Stunden auf dem Seismogramm verzeichnet. Die Registrierung eines schwachen Bebens läßt erst nach photographischer Vergrößerung genaue Abmessungen (Zeit des Eintrittes der verschiedenen Phasen, Periode und Amplitude) zu.

Der Ort, wo der Anstoß zu seismischen Wellen erfolgt, heißt das Zentrum oder der Herd des Bebens. Vertikal über ihm liegt auf der Erdoberfläche das Epizentrum. (Vgl. Fig. 221.) Die Gerade vom Zentrum zum Epizentrum ist die seismische Achse. Vom Zentrum laufen in allen Richtungen die longitudinalen Wellen radial auseinander. Jene, die der Achse folgt, erreicht die Erdoberfläche zuerst und wird hier im Epizentrum als vertikaler Stoß empfunden. Gerade solche Stöße wirken am stärksten. Sie schnellen alles, was nicht fest mit dem anstehenden Gestein verbunden ist, in die Luft. Menschen und Tiere fliegen auf, seichte Gräber werfen ihre Leichen aus, die Gebäude fahren aus den Fundamenten und sogar die Berge entledigen sich mit einem Rucke ihres Verwitterungsschuttes und stehen — wie die Khasi Hills am Brahmaputra nach dem Beben vom 12. Juni 1897 — plötzlich als nackte Felsbauten da.

Rings um das Epizentrum streichen die Wellen schräg aus und ihre gegen das Epizentrum gerichtete horizontale Komponente wird um so größer, je mehr der Emergenzwinkel, d. h. die Neigung des Stoßstrahles gegen den Horizont, abnimmt. Die Stoßrichtung selbst wird unmittelbar wahrgenommen und auch durch Mauersprünge, durch die Lage umgefallener Gegenstände, durch die Pendelschwingungen von Hängelampen, von Bildern (an Wänden, die annähernd in der Wellenrichtung stehen) angegeben. Wirbelartige Verdrehungen erleiden manchmal Säulen, Statuen und andere hohe Gegenstände, deren Schwerpunkt nicht senkrecht über dem Befestigungspunkte oder über dem Orte der stärksten Reibung liegt. Unter diesen Umständen kann ein starker Erdstoß den Gegenstand um eine durch den Haftpunkt gehende senkrechte Achse drehen. Bei manchen Erdbeben wird eine transversale Wellenbewegung fühlbar, die vom Epizentrum aus in Wellenringen über die Erdoberfläche hinweggeht und den Boden undulatorisch an- und abschwellen läßt. In Calabrien konnte man bei dem Erdbeben des Jahres 1783 die Fortpflanzung der transversalen Schwingungen sehr deutlich aus der Ferne an den Alleen beobachten. Während des japanischen Bebens vom Jahre 1891 wurden in Akasaka fußhohe Bodenwellen wahrgenommen, die 3—10 *m* hintereinander daherliefen.

Worauf es bei der örtlichen und instrumentenlosen Beobachtung eines Bebens ankommt, lehrt am besten der Fragebogen der Schweizer Erdbebenkommission:

1. An welchem Tage und um wieviel Uhr (wenn möglich mit Angabe der Minuten und Sekunden) wurde das Erdbeben verspürt?

2. Wie geht die Uhr, an der die Beobachtung gemacht wurde, im Vergleich mit der nächsten Telegraphenuhr?

3. Genaue Ortsangabe (Lage in der Gemeinde, im Freien oder in Ge-

Digitized by Google

bäuden, in welchen Stockwerken, in welcher Lage und bei welcher Beschäftigung des Beobachters wurden die Beobachtungen gemacht?)

4. Auf welcher Bodenart steht der Beobachtungsort? (Fels, Schuttboden, Torfboden usw.)

5. Wieviel Stöße wurden verspürt und in welchen Zwischenräumen?

6. Welcher Art war die Bewegung? (Schlag von unten, kurzer Seitendruck oder langsames Schwanken, wellenförmig, bloßes Zittern? War sie im Falle mehrerer Stöße verschieden bei den verschiedenen Stößen? Womit war die Bewegung zu vergleichen? Wie wirkte sie auf den Beobachter?)

7. Von welcher Richtung her kam der Stoß und in welcher Richtung schien sich die Bewegung fortzupflanzen?

8. Wie lange schienen die Stöße und wie lange das etwa nachfolgende Zittern zu dauern?

9. Welche Wirkungen hatte die Erschütterung? (Genaue Richtungsangabe einer Verschiebung von Möbeln, des Schwankens von Flüssigkeiten in Gefäßen oder von Hängelampen. Wie sind die Wände gerichtet, an denen Pendeluhren stehen blieben, und wie jene, an denen die Bilder schwankten? Angaben über umgefallene Gegenstände. Wenn sogar Risse in den Gebäuden entstanden, in welcher Richtung gehen diese und wie stehen die zerrissenen Mauern? Nach welcher Seite sind Kamine gestürzt? Zuschlagen oder Aufspringen von Türen und Fenstern.)

10. Wie unterschied sich das Beben von anderen, von demselben Beobachter schon wahrgenommenen?

11. Wurde ein Geräusch vernommen und welcher Art war es? (Ächzen des Hausgebälkes oder unterirdisches Donnern, Klirren, Rasseln? Ein Knall oder anhaltendes Rollen?)

12. Ging das Geräusch der Erschütterung voran oder folgte es ihr nach und wie lange dauerte es im Vergleich mit den Stößen und deren Zwischenzeiten?

13. Welche Nebenerscheinungen wurden sonst beobachtet? (Benehmen von Tieren, Versiegen oder Trübung von Quellen, Waldrauschen, Windstoß, abnorme Witterungserscheinungen.)

14. Welche Beobachtungen wurden an Seen und kleinen Wasserflächen gemacht?

15. Sind noch schwächere Erschütterungen vor- oder nachher beobachtet worden und zu welcher Zeit?

Rohe Schätzungen der Intensität von Beben halten sich an die empirische Rossi-Forelsche Skala von 10 Graden:

1. Mikroseismische Störungen.

2. Beobachtung von wenigen im Zustande der Ruhe befindlichen Personen.

3. Beobachtung von mehreren unbeschäftigten Personen. Dauer zu schätzen.

4. Beobachtung von beschäftigten Personen. Fensterklirren, Krachen der Dielen.

5. Allgemeine Wahrnehmung. Erschütterung der Möbel.

6. Erwachen der Schlafenden, Schwanken der Hängelampen, Stillstehen von Uhren, Schwanken der Bäume.

Digitized by Google

7. Umsturz beweglicher Gegenstände, Abfall von Stuck, Anschlagen von Kirchenglocken, allgemeiner Schrecken.

8. Absturz von Kaminen, Mauerrisse.

9. Zerstörung einzelner Gebäude.

10. Trümmerstätten, Bergstürze, Erdspalten.

Früher faßte man die seismischen Wellen ganz schematisch auf und legte daher den größten Wert darauf, ihre Richtung aus Mauersprüngen und anderen Spuren festzustellen. Doch gerade die Risse stark beschädigter Gebäude laufen oft so regellos durcheinander, daß man auf den ersten Blick zur Vorsicht gemahnt wird; und tatsächlich verzeichnen die Seismogramme außerordentlich verworrene Schwingungen. Sekiya hat nach den Kurven der Horizontal- und der Vertikalkomponente aus Draht den Weg nachgebildet, den ein Bodenteilchen in Tokio während des Bebens vom 15. Jänner 1887 zurücklegte. Die Fig. 220 stellt das mittlere Drittel der

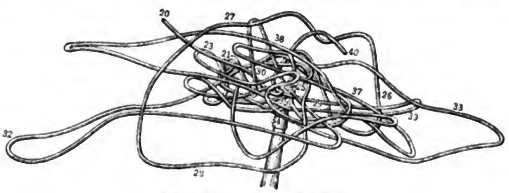


Fig. 220. Sekiyas Modell.

Bahn — von der 20. bis zur 40. Sekunde — dar. Die Schwingungen sind im einzelnen ganz unregelmäßig; im großen aber ist doch das Vorherrschen der horizontalen Bewegungen und die Unterordnung unter eine Hauptrichtung nicht zu verkennen. Die Störungen, die das lehrreiche Modell veranschaulicht, rühren davon her, daß die seismischen Wellen kein homogenes Medium durchdringen, sondern an Gesteinsgrenzen und an Dislokationsflächen gehemmt, abgelenkt und zurückgeworfen werden.

Fig. 221. Stoßstrahlen in einem homogenen Erdballe.
E Epizentrum auf der Erdoberfläche XY, ε Emergenzwinkel.

Digitized by Google

In einem homogenen Erdballe würden sich die seismischen Wellen in allen Richtungen gleichmäßig, also in Kugelform (im Profil in Kreisen) fortpflanzen und die Stoßstrahlen wären Radien. (Fig. 221.) Da aber die Dichte der Erde und mit ihr die Elastizität abwärts zunimmt, wächst die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen in der Tiefe. Die konzentrischen Wellenkreise

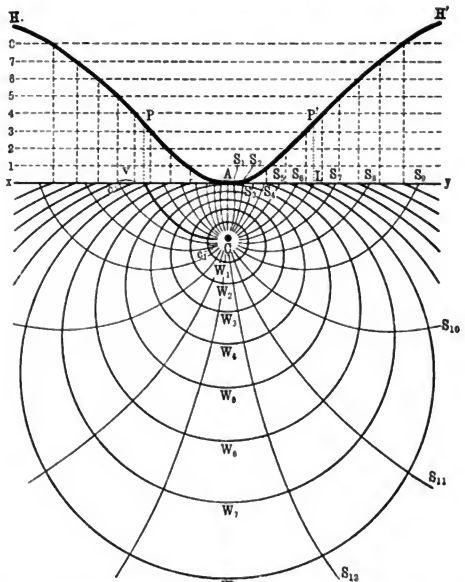


Fig. 222. Wellenkreise und Stoßstrahlen in ihrer Abhängigkeit von der Dichtezunahme im Erdinnern. HH' der Hodograph mit den Wendepunkten P und P'. Links ist der von C auslaufende Strahl stark ausgezogen. v Oberflächengeschwindigkeit des Bebens, c Geschwindigkeit der longitudinalen Welle im Erdboden und c' im Zentrum. (Aus Siebergs Erdbebenkunde.)

des Profils werden exzentrisch und die Stoßstrahlen krümmen sich der fortlaufenden Brechung gemäß hyperbolisch aufwärts. So kommt es, daß tiefgehende Wellen in weiten Abständen vom Epizentrum zur Erdoberfläche aufsteigen.[1]) Errichtet man in den Schnittpunkten der Wellenkreise mit der Erdoberfläche Senkrechte (Fig. 222) und trägt darauf die Strecken 1, 2, 3 usw. als Maße der Zeit auf, die das Beben vom Epizentrum bis zu den einzelnen Punkten brauchte, so kann man die stetige Kurve HAH', den Hodographen

[1]) A. Schmidt, zit. S. 233.

Digitized by Google

des Erdbebens ziehen. Schmidts Hodograph oder Zeitkurve erhebt sich vom Epizentrum weg zunächst sehr wenig und zeigt somit eine große Fortpflanzungsgeschwindigkeit an. Dann folgt ein rascher Anstieg, also eine Abnahme der Geschwindigkeit. Von den Wendepunkten P und P' weg verflacht die Kurve wieder und nähert sich der Horizontalen: die Geschwindigkeit wächst ins Unendliche. Nach den Abständen und seismischen Zeitunterschieden von Orten, über die ein Erdbeben hinwegging, kann in einem Koordinatensysteme der Hodograph gewonnen werden; und in jedem Einzelfalle stellt sich heraus, daß die in der Fig. 222 ausgedrückte Theorie Schmidts zutrifft.[1])

Die Stoßstrahlen, die den Erdbebenherd C parallel zur Erdoberfläche verlassen, treffen diese in L, d. h. in dem Punkte, der die Abszisse des Wendepunktes P der Zeitkurve bezeichnet. Der Kreis von AL ist also das innere Bebenfeld, auf dem die oberflächliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit auswärts abnimmt; jenseits L aber folgt der Ring, in dem sie wieder bis ins Unendliche wächst. In diesem Ringe streichen infolge der Brechung die vom Herde in die Tiefe gegangenen Stoßstrahlen aus. Sehr wichtig ist endlich die Beziehung zwischen AL und AC. Der Herd muß um so tiefer liegen, je größer das innere Bebenfeld ist. Doch bleibt die Herdtiefe immer kleiner als der Radius AL. Ganz wertlos sind die älteren Tiefenbestimmungen, die noch gerade Stoßstrahlen voraussetzten. Nach der Ausdehnung des inneren Feldes muß man den Herd mancher großer Erdbeben in Tiefen von 50—100 *km*, also unter der festen Erdrinde suchen. In Japan berechnet man die Herdtiefe jetzt aus systematisch verteilten und sehr genau ausgeführten Messungen der Fortpflanzungsgeschwindigkeit. In zwei Fällen wurden Tiefen von 40 und 60 *km* gefunden.

Wie das Profil zur Isohypsenkarte, so gehört der Hodograph zu den Homoseisten, den Kurven, die auf der Karte die Orte gleichzeitiger Erschütterung verbinden. Die Fig. 223 zeigt die Ausbreitung des von Lasaulx bearbeiteten nordwestdeutschen Erdbebens vom 22. Oktober 1873. Das Epizentrum lag bei Herzogenrath nordwestlich von Aachen. Die erste Homoseiste umschreibt das Gebiet, das um $9^h\,41^m\,33^s$ vormittags den ersten Stoß erhielt. Die zweite gibt den Rand des Bebenfeldes um $9^h\,42^m$ an und die weiteren folgen von Minute zu Minute aufeinander. Die Isoseisten, die das Bebenfeld nach der Stärke der Erschütterung abstufen — die innerste heißt Pleistoseiste — weichen weit von den Homoseisten ab. Herzogenrath ist der Typus der zentralen Erdbeben, die durch annähernd kreisförmige Homoseisten gekennzeichnet werden. Viel seltener als diese Hauptform sind die Strichbeben mit elliptisch ausgezogenen Homoseisten. Sie kommen bisweilen in stark gestörten Räumen vor und werden nach der Stellung ihrer Achse zum Streichen der tektonischen Flächen in Längs- und Quer-(Blatt-)Beben eingeteilt. Bei den Längsbeben könnte man etwa an eine seitliche Hemmung der Wellen durch den raschen Wechsel und durch die

[1]) Vgl. F. Suess, a. a. O., und Faidiga, Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898. Mitt. d. Erdbebenkommission der Wiener Akademie. 1903. Der Hodograph dieses Bebens, zeigt allerdings, daß sich manche Beobachtungsorte nicht einfügen ließen, doch solche Anomalien können bei der ungleichmäßigen Zusammensetzung der Erdrinde nicht ausbleiben. Der Entwurf des Hodographen hat unter diesen Umständen immer etwas Willkürliches

Digitized by Google

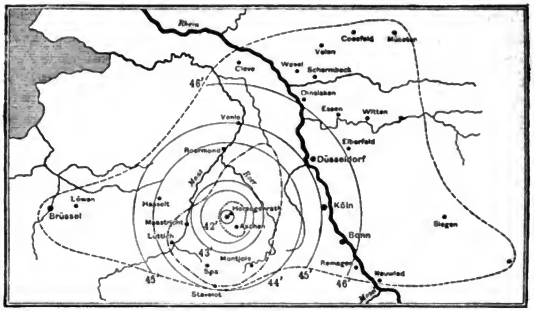


Fig. 223. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873, nach Lasaulx. Homoseisten ausgezogen, Pleistoseiste punktiert, Isoseiste des stark erschütterten Gebietes punktiert-gestrichelt, Isoseiste am Rande des fühlbar erschütterten Gebietes gestrichelt.

Fugen der aufgerichteten Schichten denken; die Querbeben aber lassen sich nur von gestreckten Herden (Herdlinien) ableiten und darum werden wohl alle Strichbeben so zu erklären sein.

Nach der Entfernung vom Epizentrum unterscheidet man Ortsbeben, Nahbeben und mikroseismische Fernbeben. Die epizentralen Ortsbeben zerfallen in Stöße, von denen jeder sofort mit der größten Amplitude einsetzt und dann allmählich abflaut. Die Störungsfigur im Seismogramm *A* läßt das deutlich erkennen. Ein Nahbeben (von 10—500 *km* Epizentralweite) hat ein schwaches Vorbeben und ein mehrfach abgeschnürtes Nachbeben.

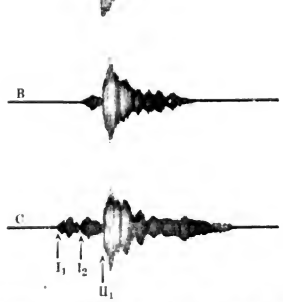


Fig. 224. Seismographische Störungsfiguren. *A* Ortsbeben, *B* Nahbeben, *C* Fernbeben. Nach Sieberg.

Digitized by Google

Ein Fernbeben aber (500 bis einige 1000 *km*) zeigt im Mikroseismogramm ein Vorbeben mit zwei Phasen, ein Hauptbeben, das mit II_1 beginnt, und ein längeres Nachbeben. Die Diagramme *A*, *B*, *C* geben die horizontalen Bewegungen allein wieder. Die vertikale Komponente hat aber im allgemeinen dieselben Phasen; nur im Vorbeben beginnt sie früher und stärker als die horizontale. Der Grund der auffallenden Gliederung der Fernbeben liegt in der Aufeinanderfolge von Wellen verschiedener Art und Herkunft.

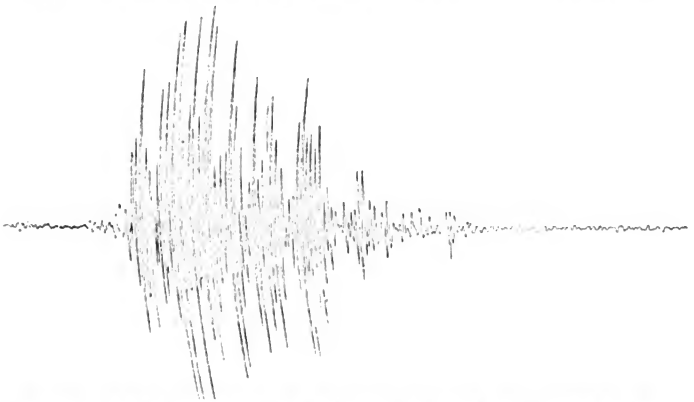


Fig. 225. Leipziger Seismogramm des Calabrischen Erdbebens vom 8. September 1905, in 100facher Vergrößerung. Nach Etzold.

Die Wellen, die in einer mehrere 1000 *km* vom Epizentrum entfernten Warte zuerst eintreffen, also die erste Phase des Vorbebens bilden, sind die hyperbolisch aus der Tiefe kommenden Stoßstrahlen. Die zweite Vorphase wird als eine Reflexionserscheinung gedeutet: die zwischen dem Epizentrum und der Warte aufsteigenden Strahlen sollen innerhalb der gekrümmten Oberfläche durch Reflexion zur Warte gelangen (Laska). Das Haupt- und Nachbeben endlich umfaßt die transversalen Wellen, die auf der Oberfläche durch die longitudinalen Stoßstrahlen hervorgerufen werden und vom Epizentrum weg gleich den Wellenringen eines Teiches über die ganze Erde hinweglaufen. In den makroseismischen Nahbeben sind diese transversalen Kompressionswellen oft deutlich als Bodenwellen zu verfolgen (S. 235); weiterhin aber verflachen sie so weit, daß sie von den Seismometern nur noch als horizontale Schwingungen aufgezeichnet werden. Je größer die Entfernung des Epizentrums ist, desto länger verzögert sich das Eintreffen der Oberflächenwellen, desto länger hält daher das Vorbeben an. Empirisch ergab sich, daß man die Epizentralweite in Kilometern erhält, wenn man die in Sekunden angegebene Dauer des Vorbebens mit 5·5 multipliziert. Das Molukkenbeben vom 28. März 1902 mit dem Epizentrum Halmahera meldete

Digitized by Google

sich auf der Leipziger Erdbebenstation mit einem von $3^h\ 58^m\ 20^s$ bis $4^h\ 33^m$ p. m. währenden Vorbeben an. $2080.5 \cdot 5 = 11440$ und auf dem Globus wurden zwischen Leipzig und Halmahera 11 600 *km* abgemessen.[1])

Die Geschwindigkeit, mit der sich ein Erdbeben oberflächlich und in der Tiefe fortpflanzt (v, c und c' in der Fig. 222), wird jeweilig durch den Schichtenbau, durch die Stärke des Anstoßes und durch die Entfernung vom Epizentrum beeinflußt. In Japan ließ sich durch das planmäßige Zusammenwirken benachbarter Stationen (seismische Triangulation) für Nahbeben eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 3·38 *km* in der Sekunde ermitteln. Dem Hodographen gemäß muß dieser Wert bis zum Wendepunkte ab- und dann in den Fernbeben bis ins Unendliche zunehmen. Das ist tatsächlich der Fall. Ein gutes Beispiel lieferte Faidiga in der angeführten Bearbeitung des Bebens von Sinj (2. Juli 1898). Von dem epizentralen Vojnić herrschte 350 *km* weit eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 3·03 *km*. Bis zum Wendepunkte bei 390 *km* folgte eine rasche Abnahme bis auf 1·61 *km* und weiterhin eine langsame Zunahme.

Bei	800 *km*	(Hohenheim)	betrug v	2·1	*km*
„	1000 „	(Potsdam)	„ „	2·49	„
„	1260 „	(Wilhelmshafen)	„ „	3·66	„
„	1540 „	(Kew a. d. Themse)	„ „	4·36	„

Das Beben von Ceram (30. Sept. 1899) traf in der 16 000 *km* entfernten Station Cordoba mit einer Geschwindigkeit von **12·83** *km* ein.

Die Dauer der Erdbeben ist sehr verschieden und nicht vorauszusagen. Die Prognosen, die dem Beginne jedes Bebens auf dem Fuße zu folgen pflegen, sind haltlos und entgehen der verdienten Zurückweisung nur dadurch, daß sie alsbald wieder vergessen werden. Der seismische Vorgang läuft sehr selten in einem Stoße oder in einigen rasch aufeinander folgenden Stößen ab. Gewöhnlich wird die Haupterschütterung von einer längeren Stoßreihe eingeleitet und fortgesetzt. Die Stöße sind bald stark, bald schwach, die Pausen bald lang, bald kurz. Jeder einzelne Stoß wirkt eine oder einige Sekunden und flaut dann minutenlang zu schwachen Pulsationen des Bodens ab. Das rheinische Beben 1846 erschöpfte sich in einem Stoße. Das Beben von Caracas 1812 dauerte 4 Sekunden und zählte 3 Stöße. Lissabon war 1755 in 5 Minuten ein Schutthaufen. Dagegen gehörte das Beben von Herzogenrath (1872) einer $2^1/_2$ Monate währenden Erdbebenperiode an, und das phokische Beben, das am 31. Juli 1870 begann, ging erst nach $3^1/_2$ Jahren — nach 320 starken und etwa 50 000 schwachen Stößen — zu Ende. Hawai wurde 1868 durch mehrere Monate erschüttert und im März allein von 2000 stärkeren Stößen getroffen. Hält eine Erdbebenperiode jahrelang an, so verdichten sich die Erschütterungen in ihr zu Erdbebenschwärmen, die in größeren Abständen aufeinander folgen. Manches Beben klingt im großen so aus, wie die Störungsfigur eines einzelnen Stoßes im Seismogramm. So hatte das japanische Beben 1891 (in Mino-Owari) in den nächsten 8 Jahren der Reihe nach 2287, 363, 212, 208, 111, 127, 110 und 64 Nachstöße. Nach Omoris Erfahrungen ist die Reihe der Nachstöße um so länger

[1]) Nach Etzold, zit. bei Sieberg, a. a. O. 292.

Digitized by Google

und dichter, je stärker das Hauptbeben und je beschränkter das Bebenfeld war. Diese Beziehung gilt jedoch nur für die großen Erdbeben.

Die Flächen, über die sich makroseismische Störungen ausbreiten — die mikroseismischen Ausläufer gehen um die ganze Erde herum — sind je nach der Art des Anstoßes bald sehr klein, bald ungeheuer groß. Das seichte Beben, das am 28. Juli 1883 Casamicciola in Trümmer warf, blieb trotz seiner Heftigkeit auf Ischia beschränkt, und das ostindische Beben vom 12. Juni 1897, das größte und furchtbarste seit Menschengedenken, ging über $4^1/_2$ Millionen Quadratkilometer, also über ein Areal gleich dem von Europa ohne Rußland, hinweg. Das Laibacher Beben vom 14. und 15. April 1895 nahm 713 000 km^2 ein, und zwar entfielen:

570 km^2 auf das pleistoseiste Gebiet allgemeiner Zerstörung,
8 400 „ auf den Gürtel der Mauerbeschädigung,
47 000 „ auf den Gürtel des Umfallens und Schwankens beweglicher Gegenstände,
97 000 „ auf den Gürtel der allgemeinen Wahrnehmung durch Beschäftigte,
160 000 „ auf den Gürtel der Wahrnehmung durch Unbeschäftigte,
400 000 „ auf den äußersten Gürtel der Wahrnehmung durch vereinzelte Unbeschäftigte.

Von den Wirkungen der Erdbeben war schon wiederholt die Rede. Sie zerfallen in zwei Gruppen, die sich zueinander verhalten wie die Brandung zur Dünung. In den pleistoseisten Räumen starker Beben kommt es zu klastischen Störungen (7.—10. Grad der empirischen Skala), die auswärts in makro- und mikroseismische Schwingungen der Bodenteilchen übergehen. Schwache Beben rufen auch innerhalb der Pleistoseiste nur solche elastische Wellen hervor. Die klastischen Wirkungen erreichen den Höhepunkt in der Zerstörung menschlicher Wohnstätten, in dem Abwerfen des Verwitterungsschuttes der Berge (S. 235) und in der Zerspaltung des Bodens. Aus den Spalten erdiger Böden wird manchmal das Grundwasser ausgetrieben, wobei der mitgerissene Sand und Schlamm zu kleinen Vulkanmodellen angehäuft wird. Manche Beben reißen jedoch nicht nur in Lockerböden Spalten auf, sondern verwerfen auch die Schichtfolge der Erdrinde. Beispiele wurden schon in dem Abschnitte über die tektonischen Störungen (S. 137) angeführt.

Der geologische Bau des Bebenfeldes differenziert die Bebenwirkung zunächst durch den Wechsel der Gesteine. Je schwerer die Teilchen zu verschieben sind, desto rascher pflanzt sich eine elastische Welle fort. Nach Sprengversuchen von Fouqué und Lévy ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit bei derselben Masse Sprengstoff in Sandboden 300 m und in Granit rund 3000 m in der Sekunde. Mächtige Alluvien dämpfen daher ein Erdbeben. Liegt das lockere Sediment dagegen nur als dünner Überzug auf dem Felsgrunde, so werden seine Teilchen von diesem so heftig abgeschnellt, daß schon bei mäßigen Erdstößen arge Verheerungen eintreten. Abgedeckter Fels bezeichnet daher in den Bebenfeldern Stellen schwacher Erschütterung. (Erdbebeninseln, Erdbebenbrücken.) Damit stimmt auch die alte Erfahrung überein, daß in tiefen Bergwerken Beben, die auf der Oberfläche furchtbare Zerstörungen anrichten, kaum verspürt werden. Poröse, blasige,

Digitized by Google

aber auch klüftige und geschichtete Gesteine brechen und hemmen die Wellenbewegung im Durchgang durch ungleichartige Medien. Aus diesem Grunde pflanzt sich ein Beben im Streichen der Schichten rascher fort als im Kreuz, was wieder den Verlauf der Homoseisten und den Umriß des ganzen Bebenfeldes stört (S. 239).

Verbreitung und Ursachen der Erdbeben.[1])

Die geographische Verbreitung der habituellen Bebenfelder stimmt in den Hauptzügen mit der der Vulkanstriche überein. Es gibt zwar keine Erdscholle, die seismisch vollkommen immun wäre — selbst Rußland und Westsibirien werden, wenn auch nur sehr selten, von schwachen Erschütterungen betroffen — doch die häufigsten und stärksten Beben finden in den großen Störungszonen statt: im Rande des pazifischen Beckens, im Sundabogen, in dem Kettengebirgsstreifen von Hinterindien bis Spanien, in der Grabenreihe zwischen Syrien und Deutschostafrika und im mitteleuropäischen Schollenlande. Auch Seebeben gibt es, zentrale wie Strichbeben. Rudolph hat a. a. O. die vorliegenden Zufallsbeobachtungen verarbeitet.

Vergleicht man die wichtigsten Vulkanstriche und die Gebiete höchster Bebenfrequenz im einzelnen, dann stellt sich heraus, daß ihre Beziehungen bei weitem nicht so einfach und handgreiflich sein können, wie man bei einer allgemeinen Übersicht glauben möchte. In den Anden scharen sich die Vulkane zu vier großen, durch weite Lücken getrennten Hauptgruppen: der kolumbisch-ecuadorianischen, der peruanisch-bolivischen, der mittelchilenischen und der patagonischen. Die Erdbeben aber sind keineswegs an diese Gruppen gebunden. In Chile erreichen sie gerade im Norden, in der 800 *km* weiten Lücke zwischen der zweiten und der dritten Gruppe, die größte Häufigkeit und Stärke. Ebenso bezeichnend sind die Verhältnisse im mediterranen Gebiete. Hier ist der Hauptschauplatz der Erdbeben die Adria und ein breiter periadriatischer Gürtel der Apenninen, der Südalpen und der westlichen Balkanhalbinsel. Die italienischen und griechischen Vulkanstriche aber liegen, mit Ausnahme des Vultur, auf der tyrrhenischen und auf der ägäischen Seite der beiden Halbinseln, ganz außerhalb des Bereiches der periadriatischen Erschütterungen. Auch in dem unruhigsten Lande der Erde, in Japan, wo Tokio allein im letzten Vierteljahrhunderte 2173 Beben erlebte, sind die vulkanischen und die seismischen Vorgänge im Raum wie in der Zeit nicht aneinander gebunden.

Die Häufung der Beben in den großen Störungszonen der Erde führte zu der Vermutung, daß die Störungen, vor allem die Brüche dieser Zonen, jetzt noch ruckweise fortschreiten und daß jeder Ruck ein Beben auslös Eine Stütze fand diese Vermutung in den Strichbeben, dann in dem Wandern der epizentralen Stoßpunkte längs bestimmter Linien, endlich in den

[1]) Einen statistischen Versuch von Montessus findet man in Gerlands Beiträgen zur Geophysik, IV. 1900. Aus 131 292 beglaubigten Beben ergibt sich ein Jahresdurchschnitt von 3830 für die Erdräume, aus denen Nachrichten zu uns dringen. Es vergeht wohl kaum eine Stunde, ohne daß die Erde irgendwo erschüttert würde.

Digitized by Google

seismischen Verwerfungen. Bei dem Belutschistaner Erdbeben 1892 wurde am Westrande des Kadschakgebirges ein alter Bruch wieder aufgerissen und die Verschiebung, die dabei eintrat, schließt sich wohl an eine lange Reihe gleichartiger kleiner Lagerungsstörungen an, die sich zu der großen Verwerfung summierten. Auch der 55 *km* lange Talantibruch, der das lokrische Erdbeben vom 27. April 1894 begleitete und eine Sprunghöhe von $1^1/_2$ *m* erreichte, ist kaum als ein vereinzelter Vorgang, sondern eher als ein Ruck in der quartären Verwerfung der ägäischen Scholle aufzufassen. In diesen und in einigen verwandten Fällen, die S. 137 angeführt wurden, spricht alles dafür, daß die tektonische Störung das Erdbeben veranlaßte oder daß beide eine gemeinsame Ursache haben. Freilich sind solche seismische Brüche außerordentlich selten. Im allgemeinen hinterlassen die Beben, und zwar auch die großen wie die von Agram und Laibach, gar keine Spuren im Schichtenbaue. Das muß festgehalten werden.

Die Verschiebung der epizentralen Stoßpunkte längs bestimmten Linien wurde nirgends besser nachgewiesen als in Süditalien. Hier gelang es Suess, eine Bebenlinie festzulegen, die zwischen dem Silawalde und dem Monte Cocuzzo beginnt, das calabrische Massiv der Länge nach halbiert und jenseits der Straße von Messina am Südrande des peloritanischen Gebirges bis Nicosia und noch darüber hinaus fortstreicht. Auf diesem, der tyrrhenischen Küste parallelen Bogen setzen die Erschütterungen vorzugsweise ein, und in längeren Erdbebenperioden, wie 1783 in Calabrien, geht das Epizentrum hier sprungweise auf und ab. Suess hielt jede dieser Versetzungen für ein Zeichen, daß der Bruch, den er in dem Bogen erblickte, im Streichen weiter aufgerissen wurde. Im ganzen aber soll sich eine Erweiterung des tyrrhenischen Senkungsfeldes bis zu der Bebenlinie vorbereiten.[1]) Gegen diese großartige Auffassung, die alle morphologischen, tektonischen und seismischen Tatsachen samt den liparischen Vulkanen in die engsten Beziehungen bringt, sprechen jedoch zwei wichtige Umstände. Erstens beweist die Verbreitung des marinen Pliozän, daß Calabrien in der Quartärzeit keine Senkung, sondern eine allgemeine bruchlose Hebung um 1000—1300 *m* erfuhr, und zweitens war unter den zahlreichen calabrischen Beben noch nie eines von einer tektonischen Störung begleitet.

Seismische Bahnen von der Art der süditalienischen wurden auch in anderen bebenreichen Ländern nachgewiesen, so in den Alpen und im mitteleuropäischen Schollenlande. Hierher gehört z. B. die streichende Bebenlinie am Südrande der Ostalpen, die Querlinie am westlichen Bruchrande des Wiener Beckens, die Rheinlinie von Bingen bis Cleve u. v. a. Die Fälle, in denen Erdbebenherde in großen Störungsflächen liegen, sind zu häufig, als daß sie nicht einen entscheidenden Einfluß auf die Theorie hätten gewinnen sollen. Die meisten Forscher leiten die Erdbeben, die nicht mit vulkanischen Vorgängen zusammenhängen, von tektonischen Störungen ab, und manche gehen so weit, eine Wechselwirkung zwischen Störung und Beben anzunehmen. Die Störung soll das Erdbeben hervorrufen und das Erdbeben soll unter Umständen wieder in der Ferne den Anstoß geben,

[1]) Suess, Die Erdbeben des südlichen Italien. Denkschr. d. Wiener Akad. 1874.

Digitized by Google

daß eine Spannung durch eine Dislokation ausgeglichen wird. Lasaulx bezeichnete die seismische Wirkung einer solchen sekundären Dislokation als Relaisbeben. Da aber gleichzeitige Erschütterungen auch ganz selbständig sein können, ist der von Reyer gewählte indifferente Ausdruck Simultanbeben vorzuziehen.

Gerland hat a. a. O. im Hinblick auf die großen Herdtiefen die Lehre von einem tektonischen Ursprunge der Erdbeben ganz abgelehnt. Er glaubt, daß der Anstoß zu den seismischen Wellen tief unter der Erdkruste, von unbekannten Vorgängen im magmatischen und gasförmigen Erdinnern gegeben wird. Nach dem gegenwärtigen Stande des seismischen Problems hat diese Annahme sehr viel für sich. Spruchreif aber wird die Frage, ob die regionalen Beben tektonisch oder abyssisch sind, oder ob es abyssische und seichte tektonische Beben gibt, erst nach einer verläßlichen Bestimmung der Herdtiefen werden. (S. 239). Sollte sich dabei herausstellen, daß die großen, weit ausgreifenden Erdbeben ebensowenig von Rindenbewegungen verursacht werden wie die vulkanischen Ausbrüche, dann hätte man die räumlichen Beziehungen der Erdbeben zu den Störungsflächen damit zu erklären, daß die seismische wie die vulkanische Erregbarkeit hauptsächlich jenen magmatischen Bezirken eigen ist, die ihre festen Deckschollen steigen und sinken ließen oder faltig verbogen. Es scheint, daß die Neigung zu Rindenstörungen, die Neigung zu vulkanischen Ausbrüchen und die Neigung zu Erdbeben nicht unmittelbar, sondern erst in ihren tiefsten rätselhaften Ursachen zusammenhängen.

Außer den regionalen Erschütterungen dunkler Herkunft, den Erdbeben im engeren Sinne, unterscheidet man noch seichte und örtlich beschränkte vulkanische und Einsturzbeben. Die Einsturzbeben gehören ebensowenig wie die Bodenerschütterungen durch Bergstürze zu den endogenen Vorgängen. Sie entstehen beim Zusammenbruch von Hohlräumen, die in geringer Tiefe vom lösenden Sickerwasser in Salz- und Gipslagern oder im Kalk angelegt wurden. Die vulkanischen Beben sind Wirkungen der Dampfexplosionen, mit denen sich das eruptive Magma die letzte Strecke seines Weges durch die Erdrinde auszusprengen pflegt. Sie erreichen oft eine bedeutende Stärke, breiten sich aber nur selten über weitere Flächen aus. Manche bleiben auf die nächste Umgebung des Vulkans beschränkt. Folgt dem Beben kein Ausbruch, dann wird sich aus der Herdtiefe und auch aus der Verbreitung der Wellen entnehmen lassen, ob die Erschütterung durch abyssische Vorgänge oder durch eine ergebnislose vulkanische Explosion bewirkt wurde. So steht z. B. der vulkanische Ursprung des Bebens von Casamicciola (28. Juli 1883) außer Frage. Seine Herdtiefe betrug nur 800 *m* und der Stoß wurde nur auf Ischia verspürt.

Digitized by Google

IV. TEIL.

Die Skulptur der Erdoberfläche.

Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886.
Penck, Morphologie der Erdoberfläche. 1894.
Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 3. Aufl. 1903.

Die Atmosphäre greift die Erdoberfläche zunächst rein mechanisch durch den Wind an. Dazu kommen die mannigfachen chemischen und mechanischen Einwirkungen des Wassers, das im Regen und Schnee gefällt wird. Als Sickerwasser bewirkt es die Verwitterung der Gesteine, im oberflächlichen Abflusse aber furcht es jeden Hang und schwemmt und schiebt alles fort, was seiner Stoßkraft erliegt. Als Gletschereis schürft es sein Strombett ab und verfrachtet ungeheure Schuttmassen. Als stehendes Gewässer endlich formt es brandend die Küste und nimmt alles, was ihm vom Lande zugeführt wird, zum Absatz auf. So arbeitet die Atmosphäre mit mancherlei Werkzeug an der Skulptur der großen endogenen Züge des Erdreliefs. Das letzte Ziel ihrer Angriffe ist der Ausgleich von Hoch und Tief, die Abtragung der Bodenschwellen und die Ausfüllung der Senken. Die Leistung der abtragenden Kräfte heißt Erosion. Es gibt also eine äolische, eine pluvio-fluviale, eine glaziale und eine marine Erosion. Für die äolische hat sich der Ausdruck Deflation (nach Walther) und für die marine der Ausdruck Abrasion (nach Richthofen) eingebürgert. Unter Denudation ist, wenn man den Wortsinn nicht ganz verdreht, nur eine Folge der Erosion zu verstehen, nämlich die Entblößung von Gesteinslagen, die früher verdeckt waren. Ein Horst kann nicht bis auf das kristalline Grundgebirge denudiert werden, wie man so oft liest; es muß heißen: In diesem Horste wurde das Grundgebirge denudiert, oder: Der Horst wurde bis auf das Grundgebirge abgetragen.

1. Windwirkungen.

Richthofen, China. I. 1877.
Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886.
Walther, Die Denudation in der Wüste. 1891.

Digitized by Google

Sokolow, Die Dünen. 1894.
Gerhardt, Handbuch des deutschen Dünenbaues. 1900.
Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. 1900.
Futterer, Durch Asien. 1903—5.

Der Wind ist überall an der Arbeit, und wo immer ihm der Erdboden dauernd oder jahreszeitig ohne den Schutz einer Pflanzen- oder Schneedecke ausgesetzt ist, tritt die Deflation ein. Wie sie wirkt und welche Bodenformen sie prägt, zeigt die Wüste. Hier ist der Wind Alleinherrscher und da die anderen erodierenden Kräfte durch ganze geologische Zeiträume von der Mitarbeit mehr oder weniger ausgeschlossen bleiben, ist er imstande, seine Wirkungsweise rein zur Geltung zu bringen. Gefördert wird er darin durch die starken Gleichgewichtsstörungen in der Wüstenatmosphäre, die ihn so oft zum Sturm anfachen, und durch die ungemein wirksame Verwitterung, der alle, auch die härtesten Gesteine, im Wüstenklima ausgesetzt sind. Diese Verwitterung wird, wie wir später sehen werden, mechanisch durch die starke Besonnung und sowohl chemisch als auch mechanisch durch die Salzlösungen, die sich im Gestein bilden, hervorgerufen; und wo die Verwitterung den Fels sprengt und abblättert, findet der Wind immer wieder Splitter und Körnchen, die er aufzuheben und fortzuwehen vermag. Von den größeren Körnern, die er über den Boden hinwegrollt, werden alle weicheren Gemengteile, wie Glimmer, Hornblende, Feldspat, sehr bald abgerieben und als Staub entführt, so daß der reine Quarzsand zurückbleibt. Mit diesem Sande steigert der Wind die Wirkung seines Angriffes auf die verwitternden Felsen. Was das Sandgebläse schon in kurzer Zeit zu leisten vermag, kann man am besten daraus entnehmen, daß der Telegraphendraht der transkaspischen Bahn streckenweise schon nach 11 Jahren erneuert werden mußte, weil er durch Sandstürme zur Hälfte abgeschliffen worden war. Zu den bezeichnendsten Kleinformen der Winderosion gehören die Kantengerölle: zumeist Dreikanter, die auf einem schuttreichen Wüstenboden dadurch entstehen, daß den frei umherliegenden Gesteinsbrocken durch das Sandgebläse Facetten angeschliffen werden. Glatte, ungekritzte Kantengerölle in älteren Sedimenten sind daher wahre Leitfossile. Sie beweisen, daß die versteinerungslosen Konglomerate und Sandsteine, in denen sie vorkommen, eine Wüstenbildung sind. — Da der Wind nicht einsetzen kann, ohne den Staub fortzuwehen und den Sand weiterzurollen, geht es nicht an, die reine von der durch das Sandgebläse verschärften Windwirkung zu sondern. Darum verstehen wir im Gegensatze zu Walther unter Deflation die tatsächliche, durch den Staub und Sand gesteigerte äolische Erosion.

Unter den Angriffen des Windes und der Wüstenverwitterung nehmen alle Gesteine, der Granit ebenso gut wie ein Sandstein oder Kalk, ein seltsames, löcherig zerfressenes Aussehen an. Es werden kleine und große Höhlungen und Taschen ausgeräumt, die oft so dicht geschart sind, daß eine bienenwabenartige Struktur zustande kommt. An steilen Felswänden stößt man wohl auch auf ganze Fensterreihen und Galerien, die dadurch gebildet wurden, daß sich die Höhlen im Gestein erweiterten und vereinigten, während außen an der Wand Pfeiler zwischen ihnen stehen blieben. Manche Wand löst sich ganz in Säulen auf und oft ragen solche Säulen und Säulen-

Digitized by Google

gruppen auch isoliert empor. Wenn sie einen Hut aus härterem Gestein tragen, pflegen sie sich zu Pilzfelsen zu entwickeln, einer Pfeilerform, die allen Felswüsten eigentümlich ist und deren Ausbildung dadurch begünstigt wird, daß der Sand auf dem Boden und in geringer Höhe darüber fortgetrieben wird und daß daher die Winderosion den Fuß eines Steinpfeilers am stärksten angreift. „Wackelsteine" entstehen dadurch, daß einzelne Felspartien durch die Entfernung einer weicheren Lage untergraben werden und schließlich nur noch unsicher auf der Unterlage ruhen. Der Wechsel ungleich harter Gesteine äußert sich im großen und im kleinen in der weiter vorgeschrittenen Ausnagung der minder widerstandsfähigen Schichten. Die angegriffenen Felsflächen sehen daher wie geätzt aus.

Wo sich im Bereiche der Wüste ein Bergland, zumal ein Tafelland erhebt, wird dessen Rand nicht nur von Pfeilergruppen, sondern auch von scharf profilierten Einzelbergen begleitet, die sich oft gürtelförmig aneinander reihen. Diese Vorberge liefern den augenscheinlichen Beweis, daß das Gebirge, dem sie nach ihrem Baue früher einmal angehört haben müssen, durch die Erosion zernagt und in seine gegenwärtigen Grenzen zurückgedrängt wurde. Sie heißen daher mit Recht „Zeugen". Typisch ist die Zeugenlandschaft der libyschen Wüstentafel oder die des Coloradoplateaus.[1]) Da die Zeugen nicht selten meilenweit von dem geschlossenen, aber stark ausgebuchteten und zerlappten Gebirgsrande entfernt sind und der Zwischenraum von keiner andern Kraft als von der Deflation und der zeitweiligen Regenspülung herrühren kann, gewinnt man gerade in solchen Gebieten das richtige Augenmaß für die Arbeit des Windes. Mit der Zeit verwittern, zerfallen und verschwinden die Zeugen. Die äolische Erosion aber schreitet fort, und so löst sich ein Zeugengürtel nach dem andern von dem schwindenden Tafellande los, bis dieses selbst abgeräumt ist. Erleichtert wird dem Winde die Zerstörung ganzer Gebirge durch die Erosion des fließenden Wassers. Selbst in der trockensten Wüste kommt es, wenn auch ziemlich selten, zu Niederschlägen. Den extremen Verhältnissen des Wüstenklimas gemäß gehen dabei zumeist heftige Platzregen und Wolkenbrüche nieder, und die Wasserläufe, die dann zusammenschießen, gewinnen eine solche Stärke, daß sie trotz ihrer geringen Dauer ungeheure Schuttmassen bewältigen. Der oft und für lange unterbrochenen, aber immer wieder einsetzenden Arbeit dieser kurzlebigen Wildwässer und wohl auch den Wasserläufen der regenreicheren Diluvialzeit ist die Erosion der Trockentäler oder Uadis zuzuschreiben, von denen die Wüstengebirge durchfurcht sind. Die steilen Seitenwände der Uadis aber greift die Verwitterung und der Wind an. Sie werden hier in Zeugen aufgelöst, dort in weitem Halbrund ausgebuchtet,[2]) und die Abtragung der Scheiden stellt labyrinthische Verknüpfungen der benachbarten Talfurchen her. So ist jedes Uadi ein Einfallstor für die äolische Erosion, und je stärker ein Gebirge durchfurcht ist, desto rascher erliegt es dem Winde. Walther hat (a. a. O. 40) die Frage aufgeworfen, ob nicht manche wagrechte Abtragfläche alter Gebirge, zumal wenn fossillose

[1]) Vgl. Dutton, Tertiary History of the Grand Canon District, Taf. V, XI—XIII und besonders XXI.

[2]) Vgl. die Fig. 21, 22 in Walthers Ges. d. Wüstenbildung.

Digitized by Google

Sandsteine auf ihr lagern, eher der äolischen als der fluvialen oder der marinen Erosion zuzuschreiben wäre; und in der Tat entspricht z. B. der Scheitel des Rheinischen Schiefergebirges mit den Resten seiner Buntsandsteindecke recht gut der Vorstellung, die wir uns von einem äolisch abgetragenen und nachher mit Wüstensand bedeckten Berglande zu bilden haben.

Der Wind arbeitet nicht nach Linien wie die Wasserläufe, sondern flächenweise wie das strömende Eis; und er ist auch nicht an ein Gefälle gebunden, sondern streicht erodierend über Berg und Tal. Infolgedessen kann er an Stellen, wo seine Wirksamkeit durch örtliche Verhältnisse, besonders durch die kräftige Vorarbeit der Verwitterung gesteigert wird, auch Becken ausräumen und diese Hohlformen unter Umständen bis unter das Meeresniveau vertiefen. Walther leitet nicht nur die napfförmig in die libysche Wüstentafel eingesenkten Oasen, sondern auch das Becken des Toten Meeres und ähnliche in tektonischen Wüstensenken angelegte Depressionen von der Winderosion ab.

Wo dem Winde die Abtragung einer gebirgigen Felswüste gelang, bleibt ein in trostloser Öde weithin ausgebreiteter steiniger Flachboden zurück, der mit scharfkantigen Sprengstücken des anstehenden Gesteines übersät ist. In der Sahara heißt dieser Wüstentypus, der am reinsten auf den ebenen Hochflächen der libyschen Tafel ausgebildet ist, Hamada. Die äolische Aufbereitung des Schuttes, die Deflation aller weicheren Gemengteile führt die Hamada zum Schlusse in die Kieswüste über, die nur noch mit abgeschliffenen Quarzkörnern und Quarzbrocken bedeckt ist.

In der Felswüste, aber auch noch in der Schotter- und Kieswüste erodiert der Wind; wo seine Heftigkeit nachläßt, wo er daher statt den Boden zu fegen, die fortgetriebenen Körner und Körnchen wieder ablagert, dort stellt sich die Sandwüste ein;[1]) und noch weit über diese hinaus erstreckt sich der Niederschlag des Staubes. Wenn der Abtrag in dem Erosionsgebiete wirklich so bedeutend ist wie die Untersuchung einer Zeugenlandschaft lehrt, dann muß der Absatz in der Sandwüste und in dem Gürtel des Staubfalles ein entsprechendes Maß erreichen. Das trifft nun in der Tat zu; und es ist bezeichnend, daß die äolische Erosion nicht etwa in der Felswüste, sondern in dem peripherischen Ablagerungsraume zuerst in ihrer vollen Bedeutung erkannt wurde. Richthofen war es, der in dem Löß Chinas ein Staubsediment nachwies und dann aus der ungeheuren, 200 *m* erreichenden Mächtigkeit dieses Niederschlages den Schluß zog, daß sich die Winderosion in dem zentralen, abflußlosen Gebiete zu außerordentlichen Leistungen erheben müsse.[2])

Der aus der erodierten Fels-, Schotter- und Kieswüste herausgetriebene und dabei gesteigerte Quarzsand wird in der Sandwüste nur selten eben-

[1]) Vgl. die schönen Abbildungen der verschiedenen Wüstentypen in Schimpers Pflanzengeographie auf physiolog. Grundlage, S. 640—680.

[2]) Obrutschew fand diese Voraussetzung in der Mongolei bestätigt, stellte aber auch noch fest, daß der Wind fast in ganz Zentralasien erodiere und den Löß nicht, wie Richthofen angenommen hatte, in den Zwischenräumen der Wüstengebirge, sondern nur in den Randgebieten angehäuft habe. Vgl. Obrutschew, Geogr. Skizze von Zentralasien in Hettners Geograph. Ztsch. I. 257, bes. 278—285.

Digitized by Google

flächig ausgebreitet. Gewöhnlich häuft ihn der Wind ganz regellos zu niedrigen kuppen- und rückenförmigen Erhebungen, den Dünen, an. Die Grundform aller Dünen ist nach Sokolow der Barchan oder die Sicheldüne. Irgendein unauffälliges Hindernis, eine Spur von Vegetation oder auch nur ein Stein, veranlaßt den Wind, ein kleines Sandhäufchen aufzuwerfen. Der nachrückende Sand, der ja knapp über dem Boden fortgetrieben wird, läuft die Stoßseite des Häufchens hinan und fällt auf der Rückseite im Windschatten rasch wieder herab. So bildet sich hier in Lee eine lockere, steile

Fig. 226. Barchane bei der Station Durnowskaja, Astrachan. Nach Sokolow.

und konkave Haldenböschung aus, während jenseits der scharfen Kante in Luv durch das Sandtreiben ein fester, sanft geneigter und konvexer Hang angelegt wird. Das Profil beginnt am Fuße der Windseite oft mit 5—10°, erhebt sich dann rasch auf 15—20°, verflacht auf dem Scheitel des Sandhaufens und bricht an der Kante der Rückseite mit 30° und darüber ab. Durch die Ablagerung des Sandes auf dem Scheitel, vor allem aber im Windschatten, wächst die junge Düne aufwärts und vorwärts. Da sich aber der Sand, der nicht auf sie hinauf, sondern unten an ihr vorbeigetrieben wird, auf der Rückseite links und rechts flügelartig ansetzt, gewinnt der Grundriß sehr bald die charakteristische Sichelform des Barchans. Der Dünensand ist im allgemeinen strukturlos; bisweilen stellt sich aber doch eine schräge, der Oberfläche folgende Schichtung ein. Sie weist auf einen Wechsel in der Windstärke hin, der sich in dem Absatze gröberen und feineren Sandes, ja selbst des feinsten Staubes äußerte. Springt der Wind um, so reicht manchmal ein Tag zur völligen Umstülpung der Barchane aus. Einen solchen Fall beobachtete Walther in der transkaspischen Wüste bei Murghab, wo die vom Nordwinde angelegten Barchane von einem heftigen Südsturme im Verlaufe einer Stunde um $^1/_2$ *m* verschoben und obendrein ihrer Sichelarme beraubt wurden. Einige Tage später war der Steilrand der

Fig. 227. Grundriß einer Barchangruppe bei Buchara. 1 : 5000. Nach Walther.

Digitized by Google

Dünen mitsamt den neu angewehten Sichelarmen gegen Nord gerichtet.[1] Wo der Wind andauernd in derselben Richtung weht, gewinnen die einzelnen mann- bis haushohen Barchane Fühlung miteinander und vereinigen sich schließlich zu langen Reihen, aus denen die rückenförmigen Dünen hervorgehen. In manchen Wüsten, wie in der Libyschen, herrschen diese Rückendünen weitaus vor; und wo sie Höhen von 100 *m* und darüber erreichen und nicht wandern, sondern so bodenständig sind, daß sie als Landmarken dienen, wird man sie wohl mit Unebenheiten des Grundes in Verbindung zu bringen haben. Wird das Sandtreiben nirgends durch die Bodenformen gestört, so wandern die Dünen, und zwar die Rückendünen ebenso wie die einfachen Sicheldünen; und dabei lösen sich die Rücken, sobald der Wind wechselt, wieder in Barchane auf. Über den Betrag der Verschiebung liegen noch wenige Angaben vor. Bei der Oase von Buchara wurde beobachtet, daß die Dünen im Winter 12 *m* nach Norden und im Sommer 18 *m* nach Süden, im Jahre also 6 *m* gegen Süden wandern. In dieser Richtung drang der Flugsand in den letzten Jahrzehnten bis zu dem früher sandfreien Murghab vor.

Wir leiteten den Dünensand bisher nur von der Felswüste ab, wo quarzreiche Gesteine, wie Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Sandstein, durch die Insolation und die Verwitterung leicht zum Zerfalle gebracht und ihre Bruchstücke durch den Wind so weit geseigert werden, daß nur der reine Quarzsand übrig bleibt. Es gibt aber noch andere Sandquellen, die dem Winde überall, wo der Boden bloßliegt, die Dünenbildung ermöglichen. Hierher gehört der Meeresstrand, der breite Saum schwankender und der Boden ausgetrockneter Seen, endlich das Überschwemmungsgebiet von Wasserläufen. Das geographische Paradoxon, daß ein Fluß die Wüstenbildung fördert, wird kaum irgendwo so gut aufgehellt wie im Einzugsgebiete des Aralsees. Syr- und Amudarja suchen ihren Lauf ostwärts zu verlegen und nagen daher rechts ein Steilufer aus, während sie zur Linken von einem mehrere Kilometer breiten Flachufer begleitet werden, das sie im Frühjahre regelmäßig überschwemmen und mit sandigem Schlamm bedecken. Im Sommer trocknet dieser Schlamm, worauf der anhaltende Nordwind alle tonigen Teilchen als Staub entführt und den zurückgebliebenen reinen Quarzsand zu Dünen häuft, die dem Staube langsam nachwandern. So liegt der Ursprung der großen, südwärts vordringenden Sandwüste Karakum nicht in einer erodierten Felswüste, sondern in dem flachen Uferstriche des sandreichen Amu; und die im NO folgende Kysylkum ging auf demselben Wege aus den Anschwemmungen des Syr hervor. Für die Dünenbildung im Bereiche von Seen bieten die Uferlandschaften des Aral- und Kaspisees gute Beispiele. Doch der Hauptschauplatz der äolischen Sandablagerung ist neben der Wüste der Meeresstrand. Wo das Meer eine Flachküste überspült, schwemmt es immer aufs neue Sand an. Der Seewind fegt diesen bei Niedrigwasser getrockneten Sand landeinwärts und häuft ihn dabei gerade so wie in der Wüste zu Dünen an; doch kommen nie vereinzelte Barchane vor, wenn man auch in den Formen der weithin fortstreichenden, kuppig

[1] Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung, S. 124.

Digitized by Google

auf- und abwogenden Rücken stellenweise noch recht gut die Aneinanderreihung von Sicheldünen erkennt.[1]) Zur Bildung richtiger Barchane kann es eben am Meer nicht leicht kommen, weil die Sandausspülung und das Sandtreiben längs der Küste auf weitere Strecken hin überall gleich und überall senkrecht zur Küste bleiben, wodurch die Aufschüttung geschlossener, der Küste paralleler Dünenreihen begünstigt wird. Die Höhe der Stranddünen schwankt sehr, bleibt aber überall weit hinter der der Wüstendünen zurück. In den Landes wurden Höhen von 80—90 *m*, an den deutschen Küsten von 30—40 *m* gemessen. Wo man die Dünenwälle nicht durch die Anpflanzung der Strandweide, des Strandhafers und anderer langwurzeliger Gewächse befestigt, wandern sie unter dem Antrieb des Seewindes gerade so wie in der Wüste; und jeder landeinwärts vorgerückten Düne folgt vom sandigen Strande weg sehr bald eine zweite und dritte, so daß der ganze Dünenzug einem rostförmig gegliederten Kettengebirge gleicht. Die Wanderdünen pflegen jährlich mehrere Meter zurückzulegen. In den Landes aber wurde stellenweise sogar ein Vorrücken um 20—25 *m* beobachtet. Die Verwüstungen, die solche lose Dünen anrichten, sind furchtbar. Ausgedehnte Striche von Kulturland werden versandet, ganze Dörfer verschüttet und begraben.

Wo immer der Wind den Quarzsand ausbläst und seigert, wird feinsandiger und toniger Staub entführt. Da aber der Regen jeden feinerdigen Niederschlag abspült und den Wasserläufen zuschwemmt, kann sich der Staub nur in regenarmen Landräumen ansammeln. Freilich darf die Regenarmut nicht bis zur Wüstenbildung gehen, denn in der Wüste entsteht der Staub wohl, zur Ruhe aber kommt er in ihr nirgends. Das ist nur in den peripherischen Steppenlandschaften möglich, wo die Häufigkeit und die Gewalt der Stürme abnimmt, die Trockenheit jahreszeitig durch Regenfälle unterbrochen wird und der Boden zu solchen Zeiten eine Gras- und Krautvegetation trägt, die den Staub auffängt und festhält. Da der Staub im Gegensatze zum Sande durch zyklonale Luftströmungen in große Höhen emporgewirbelt und von den heftigen Oberwinden weithin verweht werden kann, nimmt sein Absatz einen viel breiteren Gürtel ein als der des Sandes. Der Salzgehalt des Felsbodens der Wüste hat zur Folge, daß auch der aus der Wüste herausgewehte Staub mit Salzen imprägniert ist. Häuft er sich in einer regenarmen, abflußlosen Steppe an, so wird diese zur Salzsteppe, in der nur Halophyten gedeihen. Erst wenn sich das Klima ändert und das abflußlose Gebiet durch reichliche Niederschläge und durch die Vermehrung und Stärkung der Wasserläufe einem offenen, zum Meere entwässerten Erdraume angegliedert wird, laugt das abfließende Grundwasser den Steppenboden aus und verwandelt den versalzenen Wüstenstaub in fruchtbaren Löß, jene erdige, mürbe, poröse Bodenart, von der im petrographischen Abschnitte die Rede war. Im nordwestlichen China erreicht der Löß, wie sich in den tiefen Taleinschnitten zeigt, in weiter Verbreitung eine Mächtigkeit von 200 *m*, stellenweise aber sogar von 400—600 *m*. Lößlagen von solcher Stärke können, wie Richthofen dargetan hat, nur dadurch entstanden sein, daß sich

[1]) Vgl. die Fig. 35, 38, 41, 43 im Handbuch des deutschen Dünenbaues.

Digitized by Google

der Staub durch viele Jahrtausende niederschlug und Jahr für Jahr von einer neuen, in ein höheres Niveau aufgerückten Generation von Steppenpflanzen festgehalten wurde. Loczy fand bei der Stadt Singan 2000 Jahre alte Gräber unter einer Lößlage von 2 *m*. Wenn man annimmt, daß der Staubabsatz früher auch nicht rascher vor sich ging als jetzt, ergibt sich für die Bildung des chinesischen Löß ein Zeitraum von mindestens 200.000 Jahren. Wie in den Randländern von Zentralasien, so kommt der Löß auch in anderen Erdteilen in regionaler Verbreitung vor, so in den Pampas von Südamerika, in den Prärien östlich vom Felsengebirge, im Great Basin usw. In West-, Mittel- und zumal in Osteuropa ist der Löß außerhalb der höheren Gebirge und außerhalb des Gebietes der diluvialen Vergletscherung weit verbreitet. Er gehört hier dem späten Diluvium an und beweist, daß Europa damals zum großen Teil unter der Herrschaft des Steppenklimas stand. Wüsten aber gab es nicht, und darum kann der Wind den Staub nur aus den regional verbreiteten Grundmoränen der zurückgegangenen Eismassen ausgeblasen haben.

Die geologische Bedeutung des Staubes tritt in den Lößlandschaften am augenfälligsten hervor; man würde ihr aber nicht gerecht, wenn man die universale Verbreitung der Staubfälle außer acht ließe. Gerade so wie die heftigeren Aschenauswürfe der Vulkane, wird auch der zyklonal in große Höhen emporgehobene Staub durch die starken Oberströmungen der Atmosphäre weithin über Land und Meer verweht. Auf dem Lande trägt sein Niederschlag zur Flußtrübe, im Meere aber zur Sedimentation bei. Außerordentlich lehrreich war der von der Sahara bis zur Ostsee reichende Staubfall im März 1901, der von Hellmann und Meinardus aufs gründlichste bearbeitet wurde.[1]) Damals schlug ein Barometerminimum aus der westlichen Sahara den ungewöhnlichen Weg über Italien und die Ostalpen zum baltischen Gebiete ein. Auf seiner rechten Seite herrschte in der Höhe von 2500 *m* und darüber ein starker Südwind von 70 *km* in der Stunde; und dieser Südwind, der auf dem Sonnblick wie auf der Schneekoppe wirklich beobachtet wurde, trug den in der Sahara aufgewirbelten rötlichgelben Staub in 4 Tagen bis zu den dänischen Inseln und tief nach Rußland hinein. Niedergeschlagen wurde der Staub durch Regen- und Schneefälle (Ostalpen, Norddeutschland). Das betroffene Gebiet ist auf mindestens 1 Million Quadratkilometer zu schätzen. Davon entfallen über 300.000 auf Nordwestafrika, 142.000 auf Italien, 29.550 auf Mitteleuropa. Die Stärke des Niederschlages nahm nordwärts rasch ab. An der afrikanischen Küste betrug der Staubfall, der den Boden mit einer 0·5 *mm* dicken Lage bedeckte, 750 *g* auf 1 m^3, in Italien nur noch 9 *g* und in Mitteleuropa gar nur 1·6 *g*. Immerhin ergibt sich aus diesem genau untersuchten Beispiele, daß die Sedimentbildung in Meeresräumen, die häufigeren Staubfällen ausgesetzt sind, durch diese äolische Zufuhr merklich gefördert werden muß, zumal wenn sich die übrigen Sinkstoffe so verringern wie in der Tiefsee.

---

[1]) Der große Staubfall vom 9.—12. März 1901 in Nordafrika, Süd- und Mitteleuropa. Abhdl. d. Preuß. Meteorol. Inst. 1901, II. Nr. 1.

Digitized by Google

2. Verwitterung.

Roth, Allgemeine und chemische Geologie. I. 1879.
Heim, Über die Verwitterung im Gebirge. 1879.
Daubrée, Les eaux souterraines de l'époque actuelle. 1887.
Blümcke, Über das Verwittern von Materialien. Zentralblatt der Bauverwaltung. 1889.
Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. 1900.
Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. 1902.
Ramann, Bodenkunde, 1905 (besonders 11. und 12. Abschnitt).

Mit dem Winde greift die Atmosphäre die Erdoberfläche mechanisch an, das Wasser dagegen verwendet sie zu mancherlei chemischen und mechanischen Einwirkungen, die den Felsgrund lockern und erweichen und die man als Verwitterung zusammenfaßt. Ob die mechanische Lockerung oder die chemische Erweichung vorherrscht, hängt vom Klima ab; und es lassen sich in dieser Hinsicht drei durch Übergänge und Mischungen verbundene Verwitterungstypen auseinander halten: die Wüstenverwitterung, die Frostverwitterung der hohen Breiten und der Hochgebirge, die chemische Verwitterung in den Tropen.

Die Wüstenverwitterung, die der äolischen Erosion vorarbeitet, wirkt sowohl mechanisch als auch chemisch. Richthofen war der erste, der darauf aufmerksam machte, daß Gesteine mit dunkeln und lichten Gemengteilen durch die Besonnung rascher gelockert werden müssen als homogene und einfärbige.[1]) Walther stellte dann in der Wüste tatsächlich fest, daß Granit, Syenit, Diorit und andere vollkristalline Gesteine, deren ungleichfarbige Mineralien eine verschiedene spezifische Wärme besitzen, durch häufige und weitgehende Temperaturschwankungen zu Grus zerkrümelt werden. Die Sonne erhitzt den Wüstenboden in den Mittagsstunden bis auf 70° und darüber, die nächtliche Ausstrahlung aber und auch zeitweilige Platzregen kühlen ihn rasch um 50—60° ab; wenn nun die Biotitblätter und Hornblendesäulen eines granitischen Gesteines von diesen Temperatursprüngen und den damit verbundenen Volumänderungen stärker betroffen werden als der Feldspat und Quarz, so wird sehr bald eine Zerbröckelung des körnigen Aggregats nach den Grenzflächen der einzelnen Körner und Tafeln eintreten. Einfache Gesteine und vor allem die Quarzbrocken der Kieswüste bersten infolge der starken Wärmeschwankungen. Am häufigsten tritt der Fall ein, daß die oberflächliche, durch die Erhitzung am meisten ausgedehnte Gesteinslage in flachen Scherben abspringt. Oft aber bersten Kiesel auch mitten entzwei. Zerfällt ein großer Felsblock längs Klüften, die von der Oberfläche in ihn eindringen, so hat man es wohl mit Kontraktionssprüngen zu tun, die durch eine rasche Abkühlung der äußersten Schale aufgerissen wurden.[2]) Es ist ja bekannt, daß man die größten Quadern sprengen kann, wenn man ihre Oberfläche erhitzt und dann eine darüber gespannte nasse Schnur herabschnellt. Eine andere Wirkung des sprunghaften täglichen Wärmeganges im Wüstenboden äußert sich in der Abblät-

[1]) Führer für Forschungsreisende, S. 94.
[2]) Vgl. die Abbildung eines geborstenen Riesenblocks bei Walther a. a. O., S. 29.

Digitized by Google

terung der Gesteine. Die immer wiederkehrenden Volumveränderungen der Rinde bewirken, daß sich diese Rinde von dem festen Kern in Schuppen, in dünnen Blättern, aber auch in zentimeterdicken Lagen absondert. Granitblöcke und ganze Granitberge (Sinai) sind dieser Art des Zerfalles oft so unterworfen, daß sich metergroße bauchig verbogene Schalen abheben lassen.[1])

Neben der groben, klastischen Verwitterung ruft das Wüstenklima auch eine tiefgreifende chemische hervor. In regenarmen, abflußlosen Landräumen sind alle Gesteine reich an leichtlöslichen Salzen. Werden sie einmal benetzt, so saugen sie jede Spur von Feuchtigkeit begierig auf und ermöglichen dadurch die Bildung von Lösungen, die das Mineralgemenge, zumal den Kalk und andere Karbonate, auf das wirksamste angreifen. Daher sind oft große, scheinbar ganz feste Blöcke nur mit einer gehärteten Rinde überzogen, im Innern aber durch und durch morsch und mürbe. Sobald die steigende Sonne die Oberfläche der Felsen erhitzt und ausdörrt, wird die Salzlösung aus dem Gestein auf kapillaren Wegen hervorgezogen. Die rasche Verdunstung liefert dann Salzausblühungen, die den Fels überrinden und dabei durch ihre Kristallisation in den Poren und Rissen der Oberfläche eine mechanische Abstoßung feiner Schüppchen bewirken. Auf solche kapillar austretende Lösungen ist auch die Bildung der braunen „Schutzrinde" zurückzuführen, mit der sich die Wüstengesteine zu überziehen pflegen. Reinere Kalke laufen nur gelblich an, die übrigen Sedimente und alle Erstarrungsgesteine aber tragen ohne Rücksicht auf ihre Eigenfarbe einen braunen bis schwarzen, lackartig glänzenden Überzug von sehr geringer, nur Bruchteile eines Millimeters erreichender Dicke. Es liegen hauptsächlich Mischungen von Eisen- und Manganoxyd vor, die aus dem Gestein ausschwitzten und nach ihrer Fällung sofort durch eine Verbindung mit der Kieselsäure des Gesteines festgehalten wurden. Im kleinen sollen sich nach Walther dieselben Vorgänge mit demselben Erfolge in den mit Eisenoxyd überrindeten Quarzkörnern rötlicher Wüstensande abgespielt haben. (S. 32.)

In den polaren Räumen und im Hochgebirge, wo es nicht an Niederschlägen mangelt und die Temperatur oft um den Gefrierpunkt schwankt, verdrängen die mechanischen Wirkungen des Frostes alle anderen Verwitterungsarten. Jedes, auch das dichteste Gestein weist feine Risse und Poren auf und das Wasser, das in ihnen gefriert und sich dabei im Verhältnisse 10 : 11 ausdehnt, sprengt gleich dem ausblühenden Wüstensalze winzige Schüppchen von der Oberfläche ab. Ist der Verwitterungsstaub auch von mikroskopischer Feinheit, so läßt sich der Stoffverlust doch schon nach der ersten Frostwirkung mit der Wage feststellen. Nach Versuchen von Blümcke[2]) verlor im ersten Frost:

gelber Sandstein	. . . . .	0·341 *g*	auf 1 dm^2
roter Sandstein	. . . . .	0·032 *g*	„ „
Kalkstein	. . . . .	0·135 *g*	„ „
Carraramarmor	. . . . .	0·007 *g*	„ „
Granit	. . . . .	0·017 *g*	„ „

[1]) Vgl. die Abb. 3 und 4 bei Walther, a. a. O.

[2]) Sitz.-Ber. der math.-physik. Klasse der k. bayr. Akad. d. Wiss. 1890, B. XX, 438.

Digitized by Google

Sickert das Wasser in größere Klüfte, so bringt es beim Gefrieren sehr bedeutende Sprengwirkungen hervor. Die groben Trümmerhalden, die sich in der Gletscherregion am Fuße der Felswände ansammeln, und die losen Blöcke, die so manchen Gipfel krönen, wurden nur durch den Spaltenfrost vom anstehenden Fels abgesprengt.

Die chemische Verwitterung erfordert ausgiebige Regenfälle, Wärme und ein reiches Pflanzenleben; sie ist daher nirgends so wirksam wie im Urwaldboden der Tropen. Das Tagwasser nimmt hier aus den Zerfallstoffen der abgestorbenen Pflanzen Humussäuren und Kohlensäure auf, durch die ihm die Lösung und Zersetzung der Gesteine erleichtert wird. Dazu bringt es aus der Atmosphäre Salpetersäure und den zu mancherlei Oxydationsprozessen erforderlichen Sauerstoff mit. So ausgerüstet dringt es auf Schicht- und Schieferungsflächen, in Absonderungsklüften und tektonischen Spalten, aber auch als „Bergfeuchtigkeit" in den Kapillaren, von deren engmaschigem Netz alle Felsarten durchzogen sind, in die oberste Lage der Erdrinde ein. Dabei löst es, was es lösen kann, also vor allem Karbonate, Kalksulfate und Chlornatrium, und was es nicht oder doch nicht leicht lösen kann, wie die Silikate, zersetzt es in einen löslichen Teil und einen schwer löslichen Rückstand, in dem wasserhaltige kieselsaure Tonerde und Magnesia vorherrschen. Die Stoffe, die das Sickerwasser auszieht und entführt, sind hauptsächlich: Kieselsäure und Silikate von Natron, Kalk und Eisenoxyden, Karbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisen- und Manganoxydul, Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, endlich Chlor- und Fluorverbindungen. So wird aus dem ursprünglich nur Sauerstoff, Kohlensäure und Humussäuren führenden Wasser nach und nach eine Lösung, die auf ihren weiteren Wegen das Gestein in ihrer Art angreift. Diese komplizierten Verwitterungsvorgänge, denen die Affinität der Stoffe die Wege weist, fallen ins Bereich der chemischen Mineralogie. Ihr Ergebnis ist im Tropengürtel eine allgemeine Erweichung des Felsgrundes, die eine Tiefe von 100 *m* und darüber erreicht und so weit geht, daß sich Granite mit dem Messer zerschneiden lassen. Das tiefe Eingreifen der chemischen Verwitterung ist dem langen Zeitraume, der ihr zur Verfügung steht, und dann der geschlossenen Urwalddecke zuzuschreiben, die den Verwitterungsrückstand vor der Abtragung durch die erodierenden Kräfte bewahrt. Wo von der ursprünglichen Zusammensetzung und Struktur des Gesteines nicht die leiseste Spur erhalten blieb, stellt sich als letzter Rückstand ein ziegelroter, eisenreicher Ton, der Laterit, ein, der im petrographischen Abschnitte beschrieben wurde. Im mittleren Südamerika und Afrika, in Vorder- und Hinterindien und auch auf den Inseln der tropischen Meere wurde diese tiefgründige, örtlich bis 50 *m* mächtige Bodenart in weitester Verbreitung angetroffen. In der gemäßigten Zone tritt für den Laterit das wasserhaltige, durch Sand und Brauneisen verunreinigte Tonerdesilikat, der Lehm, ein. Seine Mächtigkeit bleibt zwar weit hinter der des Laterit zurück, läßt aber immerhin darauf schließen, daß die chemische Verwitterung auch in unseren Breiten noch sehr wirksam ist. Den Laterit, den Lehm und alle an Ort und Stelle aus der Verwitterung des anstehenden Gesteines hervorgegangenen Bodenarten faßt man als eluviale Bildungen zusammen. Wie die neueren Laterit-

Digitized by Google

forschungen dartun, ist es jedoch nicht immer leicht, das Eluvium und das umgelagerte Alluvium scharf auseinander zu halten.

Nicht unwichtig ist die Mitwirkung des Pflanzenlebens bei der Verwitterung. Tiefwurzelnde Gewächse sprengen die Klüfte, in die sie sich einzwängen, gewaltsam weiter auf; aus verwesenden Pflanzenresten gewinnt das einsickernde Tagwasser Kohlensäure und Humussäuren, und die niederen, mikroskopischen Organismen bereiten dadurch, daß sie sich auf frischem Fels ansiedeln und diesen durch ihre Stoffwechsel- und Zerfallprodukte angreifen, die Bildung einer erdigen Krume vor.

Die Bodenart, die aus der Verwitterung hervorgeht, richtet sich nach dem anstehenden Gestein. Die Haupttypen sind außerhalb der Tropen der sandreiche Lehmboden, der sandarme Tonboden, der Sandboden, der 80% und noch mehr Quarzsand enthält, und der Mergelboden, in dem sich Ton und etwas Sand mit 20% und mehr Kalk mengen. Reiner Kalk- und reiner Sandboden, die den auf Tonerde angewiesenen Pflanzenwuchs ausschließen, kommen sehr selten vor. Wo der Boden in Wasserrissen oder in künstlichen Aufschlüssen bis auf den Felsgrund hinab untersucht werden kann, zeigt sich, daß die Grenzfläche nicht etwa der Oberfläche folgt, sondern ganz unregelmäßig auf- und absteigt und an Klüften mitunter sogar sackartige Einstülpungen bildet. Sie ist auch nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen, da sich der angegriffene Fels oberflächlich in einzelne Schollen, Blöcke, Brocken und Scherben auflöst, deren Zwischenräume der Verwitterung früher erlagen und daher schon von dem lehmigen Rückstande eingenommen werden. Die unterste Lage des „Rohbodens" ist ganz mit solchen unverdauten und halbverdauten Resten des Felsgrundes erfüllt. Aufwärts schwinden diese steinigen Einschlüsse rasch dahin, so daß die mittleren und oberen Lagen ein homogenes, erdiges Gefüge annehmen. Zu oberst geht der Rohboden in den dunkeln, mit Pflanzenresten versetzten und von den Regenwürmern aufbereiteten Humusboden über, der mindestens zur Hälfte aus pflanzlichen Zerfallstoffen besteht. Hierher gehört auch die Schwarzerde Südrußlands, obzwar sie die humöse Rinde von äolischem Löß und nicht von bodenständigem Lehm bildet.

Die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine und das Niedergehen von Klüften verursachen, wie wir sahen, ein unregelmäßiges, beckenbis sackförmiges Eingreifen der Verwitterung in den Fels. Dadurch wird aber der Grund gelegt zu einem äußerst unruhigen Relief. Sobald ein Gebiet, in dem sich unter dem Schutze der Pflanzendecke ein mächtiger Rohboden bildete, durch einen Klimawechsel seiner Vegetation beraubt und der Erosion des Windes oder gar der des Gletschereises ausgesetzt wurde, mußte der Verwitterungsrückstand abgeräumt und der unregelmäßige Felsgrund denudiert werden. Freilich wird sich im Einzelfall schwer feststellen lassen, ob die Bodenformen noch der ungleichmäßigen Verwitterung oder schon der ungleichmäßigen Erosion zuzuschreiben sind.

Digitized by Google

3. Die Quellen.

Daubrée, Les eaux souterraines. 1887.
Soyka, Die Schwankungen des Grundwassers. 1888.
Haas, Quellenkunde, 1895.
Mühlberg, Über Erstellung einer Quellenkarte des Kantons Aargau. 1901.

Das Sickerwasser, das den Klüften im Gesteine — z. B. den Absonderungsklüften eines Granitstockes — folgt, heißt Kluftwasser. Es dringt so weit abwärts, bis seine klastischen Wege durch den allgemeinen Gebirgsdruck geschlossen werden. In welcher Tiefe das geschieht, ist nicht bekannt. Man weiß nur, daß sich die tiefsten Bergbaue durch Trockenheit auszeichnen, und wird die Gesteinsschale, in der die Erdrinde für das Sickerwasser undurchlässig zu werden beginnt, wohl nicht erst in einer Tiefe von mehreren Kilometern anzunehmen haben. Kann das Wasser nicht weiter abwärts dringen, so muß es unter dem Drucke des nachrückenden Wassers entweichen und wird durch andere Klüfte nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren wieder zur Erdoberfläche emporsteigen. Daß auch diese

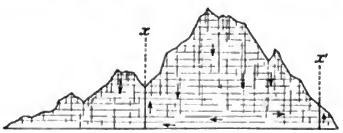


Fig. 228. Kluftwasser und Kluftquellen (x, x').

Klüfte dem Tagwasser offen stehen, kann den Auftrieb des Tiefenwassers nicht hindern, wenn nur der hydrostatische Druck in dem ersten Kluftsysteme größer ist. Der Austritt des Wassers wäre als Kluftquelle zu bezeichnen. Diese Quellenart kommt am häufigsten in Erstarrungsgesteinen, in kristallinen Schiefern und in Kalken vor.

Wo Sedimente anstehen, werden die Wege des Sickerwassers durch den Wechsel durchlässiger und undurchlässiger Schichten bestimmt. Geröll-

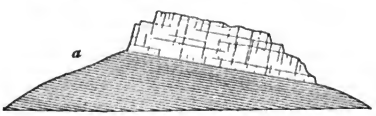


Fig. 229. Quellenloser Abhang a, Kluftwasser im Kalk, Schichtwasser über dem liegenden Mergel, absteigende Schichtquellen auf dem Abhange b.

und Sandablagerungen, Sandsteine, klüftige Kalke sind wasserdurchlässig, alle tonigen und mergeligen Gesteine undurchlässig, d. h. schwer durchlässig. Das Wasser, das beim Einsickern auf eine undurchlässige Schicht stößt und ihr folgt, wollen wir im Gegensatze zum Kluftwasser Schichtwasser nennen. Es fließt in der untersten Lage des durchlässigen Gesteines entweder dem Gefälle oder dem hydrostatischen Drucke gemäß weiter.

Digitized by Google

Wo seine Bahn die Erdoberfläche erreicht, tritt es in Schichtquellen aus. Je weiter die Lagerungsstörungen gehen, desto verwickelter und desto schwerer zu erraten sind die Quellengänge. Als Grundformen lassen sich die absteigende und die aufsteigende Schichtquelle und die Spaltquelle aufstellen. Die absteigende Schichtquelle folgt dem Gefälle und ist daher an Schichten von gleichsinniger Neigung gebunden. In der aufsteigenden Schichtquelle oder Überfallquelle, die in gefalteten Sedimenten häufig vorkommt, tritt das Schichtwasser zutage, nachdem es aus dem absteigenden Ast des Quellganges durch den hydrostatischen Druck in einen aufsteigenden Ast emporgetrieben wurde. Erfolgt der Auftrieb nicht in einer Falte, sondern

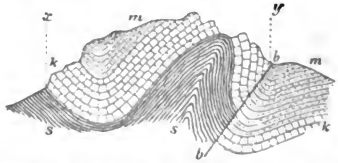


Fig. 230. Aufsteigende Schichtquelle x und Spaltquelle y. s Schieferton, k klüftiger Kalk, m Mergel, b Bruch.

längs einer Verschiebungsfläche, so entsteht eine Spaltquelle. Da nicht nur das Schicht-, sondern auch das Kluftwasser am leichtesten in Brüchen aufsteigen kann, sind die Spaltquellen ebenso allgemein verbreitet wie die Verwürfe. Sie kommen in Erstarrungs- und in Absatzgesteinen, im Schollen- und im Faltenland vor.

Das Tagwasser, das nicht als Kluft- oder Schichtwasser in die Erdrinde eindringt, sondern sich auf dem Grunde der losen, leicht durchlässigen Oberflächenbildungen (Flußschotter, Sand, Moränen, Löß) ansammelt, heißt Grundwasser. Es durchtränkt die unterste Lage des durchlässigen Bodens und steigt und fällt unter dem gegensätzlichen Einflusse von Niederschlag und Verdunstung. In den Schwemmböden der Täler dringt das Grundwasser langsam in der Talrichtung vorwärts, wobei die Stromfäden von links und

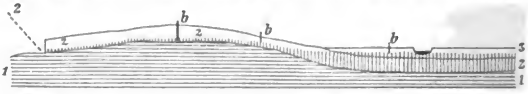


Fig. 231. Grundwasserstand (gestrichelt) im Löß (2) und im fluvialen Schotter und Sande (3) über dem Tone 1. q Quelle, b Brunnenschächte.

rechts unter spitzen Winkeln dem Flusse zustreben. Der Grundwasserspiegel richtet sich am Ufer nach dem jeweiligen Stande des Flusses, steigt aber gegen die Talwände hin ein wenig an. Wird der Talgrund von einem Hügellande oder einer Platte überragt, deren Kern aus denselben undurchlässigen Schichten besteht wie die Unterlage des Talbodens und deren Oberfläche ebenfalls von einer durchlässigen Auflage, etwa von Löß- oder Moränenschutt, eingenommen wird, dann haben auch die Höhen Grundwasser:

Digitized by Google

und dieses Grundwasser sickert, der Abdachung der undurchlässigen Unterlage folgend, dem Grundwasserstrome des Tales zu, so daß sich sein Spiegel den Formen der Unterlage und daher im allgemeinen auch denen der Erdoberfläche anpaßt, also auf Erhebungen steigt und in Senkungen fällt. Das Herabsickern des Grundwassers von den Höhen in die Täler bewirkt hier eine bedeutende Verstärkung und auch Beschleunigung des Grundwasserstromes. Darum wird man, wenn es sich um die Wasserversorgung eines größeren Ortes im quellenarmen Flach- oder Hügellande handelt, die Brunnenschächte nicht auf einer Anhöhe — wenn auch der Ort dort liegen sollte — sondern im Talgrunde abteufen. Austritte des Grundwassers kommen, zumal wenn dessen Spiegel steigt, sehr häufig in Vertiefungen der durchlässigen Decke vor. Unter Umständen gewinnen solche „Quelltümpel" eine beträchtliche Ausdehnung. Selbst der große Neusiedler See ist nichts weiter als eine seichte Grundwasserlake. Eigentliche Grundwasserquellen findet man auf jedem Abhange, dessen durchlässiger Überzug durch die Erosion verletzt wurde. (Fig. 231.) Schon die Regenspülung kann die wasserführende Lage bloßlegen und so das Grundwasser in Quellen austreten lassen. An solchen verletzten Stellen reiht sich oft eine kleine Quelle an die andere, worauf man besonders nach längerem Froste durch die Eiszapfen und Eisvorhänge aufmerksam gemacht wird. Für die Ansiedelungen ist das Vorkommen dieser schwachen, bei anhaltender Trockenheit leicht versiegenden Grundwasserquellen gleichgültig, da man beim Brunnengraben die wasserführende Schicht ohnehin in geringer Tiefe erreicht. Freilich ist seichtes und daher schlecht filtriertes Grundwasser hygienisch selten einwandfrei. Gutes Trinkwasser, das zu allen Jahreszeiten dieselbe Temperatur, d. h. die Jahrestemperatur des Quellortes haben soll, muß aus Tiefen von über 20 *m* kommen; darum sind die Kluft-, Schicht- und Spaltquellen des Gebirges dem Grundwasser des Flach- und Hügellandes weit überlegen. Sie werden vollkommen filtriert, richtig temperiert, durch Lösung von Kalk entsprechend gehärtet und endlich durch die Länge ihrer Sickerwege von dem jahreszeitigen Einflusse der Niederschlagsänderungen mehr oder weniger befreit.

Eine Quelle, deren Temperatur das Jahresmittel des Quellortes übertrifft, ist eine Therme. Je wärmer das Wasser ist, desto tiefer muß es als Kluft- oder Schichtwasser hinabgedrungen und desto rascher muß es wieder emporgestiegen sein. Ein langsamer Auftrieb würde ja die Abgabe der in der Tiefe angenommenen Temperatur an die oberen Gesteinslagen fördern. Darum sind die Thermen nie Schicht-, selten Kluft-, fast immer Spaltquellen. Das gilt auch von den Thermen vulkanischen Ursprunges, die in anderem Zusammenhange behandelt wurden. (S. 214.)

In manchen wasserarmen Flachländern läßt der Schichtenbau auf bedeutende Wasseransammlungen in der Tiefe schließen. Der Hydrotechniker ersetzt in solchen Fällen die Bruchspalten durch Bohrlöcher, wie es die Chinesen schon vor Jahrtausenden taten. In Europa wurden die ersten Tiefbohrungen in der Grafschaft Artois ausgeführt und seither heißen diese künstlichen Spaltquellen artesische Brunnen. Am berühmtesten ist der von La Grenelle in Paris, der eine Tiefe von 545 *m* erreicht und in einem 16 *m* hohen Strahle $6^1/_2$ Hektoliter in der Minute liefert. Die muldenförmige

Digitized by Google

Lagerung der Schichten bewirkt eben, daß der wasserführende Grünsand der mittleren Kreide rings um das Pariser Tertiärbecken ausstreicht, in der Mitte aber mehr als $^1/_2$ *km* tiefer liegt, so daß das Schichtwasser hier unter einem Drucke steht, der es noch über das Niveau von Paris emporzuheben vermag. In den trockenen Gebieten der Vereinigten Staaten wurden in neuerer

Fig. 232. Artesischer Brunnen. *a* Sande, *b* Tone.

Zeit ausgedehnte Landstriche durch artesische Brunnen für den Anbau gewonnen. Das erstaunlichste aber leisteten die Franzosen in der algerischen Sahara, wo sie das unerschöpfliche Schichtwasser, das am Atlas von dem aufgebogenen Rande der Kreidesedimente verschluckt wird, erbohrten, um mit seiner Hilfe der Wüste Kulturland abzuringen.

Der Gehalt der Quellen an gelösten Stoffen richtet sich nach der Ansäuerung des eindringenden Tagwassers, nach dem durchsickerten Gestein, nach der Länge des Quellweges und nach der erreichten Tiefe, die ja die Temperatur und mit ihr das Lösungsvermögen des Wassers erhöht. Die meisten Quellen liefern kalkreiches, „hartes" Wasser. Kalk kommt eben nicht allein im Kalkstein, sondern auch in vielen Silikaten vor, denen er durch Zersetzung entzogen wird. Kalkarm sind die Quellen hauptsächlich im Granit, Gneis und in kieseligem Sandstein. Enthält das Wasser neben Kalk noch andere Mineralstoffe in so erheblichen Mengen, daß es zu Heilzwecken brauchbar ist, so heißen die Quellen Mineralquellen. Man unterscheidet Schwefelquellen mit einem starken Gehalt an Schwefelalkalien und mit freiem Schwefelwasserstoff, Salzquellen, die als Lösungen aus Steinsalzlagern aufsteigen, Glaubersalzquellen mit Natriumsulfat, Bitterwässer mit Natrium- und Magnesiumsulfat, dann Jod-, Brom- und Arsenquellen. Dazu kommen die kohlensäurereichen Wässer oder Säuerlinge, die sich besonders in erloschenen Vulkanregionen häufen und entweder als reine Säuerlinge oder als Natronsäuerlinge oder als Eisenkarbonat führende Eisensäuerlinge auftreten. — Wie die Quellen durch den Absatz ihrer Mineralstoffe als Gesteinsbildner wirken und wie das Sickerwasser die Klüfte, Poren, Blasen und Höhlen der Erdrinde mit Sekretionen füllt, wurde schon im petrographischen Abschnitte gezeigt.

4. Die Verkarstung.

Cvijić, Das Karstphänomen. 1893.
Kraus, Höhlenkunde. 1894.
Hassert, Physische Geographie von Montenegro. Ergh. 115 zu Petermanns Mitt., 1895.
Martel, Les abîmes, 1894, und La spéléologie. 1900.
Penck, Geomorphologische Studien aus der Herzegowina. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1900.
Grund, Die Karsthydrographie, Pencks Geogr. Abhandl., 1903.
Penck, Über das Karstphänomen, 1904.

Digitized by Google

Reine Kalksteine erleiden auf Flächen, die häufig vom angesäuerten Tagwasser benetzt werden, durch Lösung sehr bald einen erheblichen Abtrag und hinterlassen wegen ihres verschwindenden Tongehaltes einen äußerst geringen Lösungsrückstand. Ist ein solcher Kalk stark zerklüftet oder so gestört, daß seine Schichtfugen überall ausstreichen und das Sickerwasser rasch in die Tiefe dringen lassen, dann bilden sich die bezeichnenden Entwässerungsarten und Bodenformen aus, die zuerst aus dem Karst bekannt und daher unter der Bezeichnung Karstphänomen oder Verkarstung zusammengefaßt wurden. Was dem Besucher einer kahlen, verkarsteten Kalkscholle — ob sie nun in der Nähe der Schneegrenze oder in geringer Meereshöhe liegt — zunächst auffällt, das sind die Kleinformen der Karrenfelder und der Dolinenzüge. Die Karren, wie sie in der östlichen, oder die Schratten, wie sie in der mittleren Schweiz heißen, sind lange, gleich-

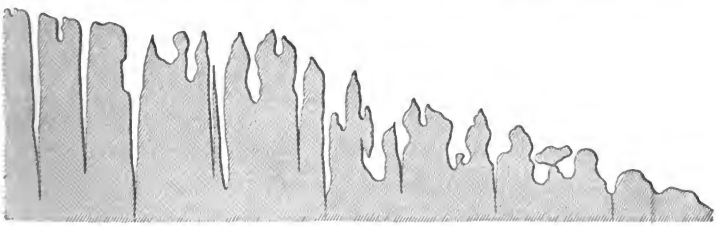


Fig. 233. Karrenprofil nach Eckert. Von links nach rechts beginnende, reife, gerundete und verwischte Karren.

laufende, bald durch breite, abgerundete, bald durch schmale, scharf zulaufende Firste voneinander geschiedene Furchen, die vom lösenden Tagwasser den Klüften entlang ausgenagt wurden. Ihre Tiefe schwankt zwischen einigen Dezimetern und 15—20 *m*, ihre Breite zwischen einigen Millimetern und 2—3 *m*. Wo die Klüftung des Kalkes vorzugsweise einer Richtung folgt, dort ist auch der Verlauf der Karren, die ja aus der Erweiterung der Klüfte hervorgingen, an diese Richtung gebunden. Neben- und untergeordnete Klüftungen haben ihre eigenen Karrenzüge. Die Erweiterung einer Kluft kann an bestimmten Stellen durch das Aufsetzen kleiner Nebenrisse, manchmal wohl auch durch die leichtere Löslichkeit des Gesteines gefördert werden. An solchen Stellen frißt das Wasser zunächst Trichter und durch deren fortschreitende Vertiefung Röhren und Brunnen aus. Anstoßende Röhren vereinigen sich bisweilen zu einer Doppelröhre von brillenartigem Querschnitt und durch die Häufung von Röhren und Schächten kann eine ganze Kalkplatte wabenartig durchlöchert werden. Zu den echten, klastischen Karren gesellen sich auf steil geneigtem Felsboden kleinere, seichte Rillen, die das Regenwasser mechanisch und chemisch erodierte und die daher im Gegensatze zu den Karren stets der Böschung folgen. Die Firste zwischen den großen Karren sind fast immer durch solche Regenrillen kanneliert.[1])

[1]) Über Karrenbildung vgl. besonders Eckert, Die Karren oder Schratten, Peter-

Digitized by Google

Den Karren, die sich vorzugsweise auf hohen, kahlen, schnee- und regenreichen Gebirgsstöcken wie denen der Kalkalpen bilden, stehen die Dolinen sehr nahe, die im Hochgebirge ebenso häufig vorkommen wie in der niedrigen Karstlandschaft. Dolinen sind schüssel- bis trichterförmige Einsenkungen, deren Tiefe bald nur einige Meter, bald 15—20 *m* und deren Durchmesser 10—100 *m*, selten mehr erreicht. Sie treten scharenweise auf und häufen sich oft so, daß der Felsgrund einer von Blatternarben zerfressenen Haut gleicht. Auf den ersten Blick pflegt ihre Verteilung ganz regellos zu sein, bei genauerer Unter-

Fig. 234. Karrenfeld der Ifenplatte, nach Eckert.

suchung aber läßt sich in dem Wirrsal größerer und kleinerer Becken bald da bald dort im Streichen der Schichtfugen oder der Klüfte oder auch einer tektonischen Spalte, eine Dolinenreihe erkennen. Die Dolinen sind eben örtliche Erweiterungen von Klüften und Brüchen. Ihre Bildung setzt daher auch eine örtliche Begünstigung voraus und diese liegt wohl zumeist in der Scharung von Klüften und kleinen Rissen, die dem lösenden Wasser den Angriff erleichterten. Der gelöste kohlensaure Kalk wurde durch die Klüfte des Dolinenbodens in die Tiefe entführt; da aber auch der reinste Kalkstein nicht ganz tonfrei ist und da es sich schon bei der Anlage mittelgroßer Dolinen um die Lösung von 10.000 m^3 und darüber handelt, muß sich unter allen Umständen ein nicht ganz unerheblicher Lösungsrückstand ansammeln. In der Tat wird der flache Boden der meisten, jedenfalls aber

mann Mitt., 1898, S. 69, und Das Gottesackerplateau, Erg.-Hefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereines, 1902, und Crammer, Karren und Dolinen im Riffkalk der Übergossenen Alm, Petermanns Mitt., 1900, S. 9.

Digitized by Google

aller größeren Dolinen von einer fruchtbaren Lage eisenreichen roten Tones, der Terra rossa, eingenommen. Diesem Rückstande, der den Dolinengrund zudeckt und dessen Klüfte verlegt, ist es zu danken, daß sich die Dolinen nicht insgesamt zu steilen Trichtern und schließlich zu Schächten entwickeln.

Cvijić suchte auch die Poljen — das sind geschlossene Karstbecken von unregelmäßigem oder länglichem Umrisse und breiter ausgeebneter Sohle — die man früher wegen ihrer bedeutenden, oft mehrere hundert Quadratkilometer erreichenden Ausdehnung für tektonische Hohlformen hielt, genetisch mit den Dolinen zu verknüpfen und als Leistungen der Korrosion zu erklären.[1]) Er übersah jedoch, daß die Brüche, aus deren Erweiterung er die Poljen ableitet, durchweg mit den Rändern statt mit der Mittellinie der Becken zusammenfallen und daß die Becken nicht immer dem Streichen des Gebirges folgen, sondern vom Faltenbau unabhängig sind, manchmal sogar quer zum Streichen liegen. In Wirklichkeit sind die Karstpoljen, wie Grund jüngst ausführlich dargetan hat, doch nichts anderes als Kessel- und Grabenbrüche.[2]) Es gibt Poljen mit Bächen und Flüssen und andere, deren Flachboden zeitweilig unter Wasser gesetzt oder auch von einem Dauersee eingenommen wird. Zum Verständnis dieser hydrographischen Unterschiede ist es nötig, auf die Entwässerung verkarsteter Kalkgebirge einzugehen.

Da der Kalk nur insofern durchlässig ist, als er von Klüften und Spalten aufgeschlossen wird, ist alles Karstwasser Kluftwasser. Erst auf der undurchlässigen Grundlage des Kalkes fließt das Kluftwasser als Schichtwasser ab, indem es dem hydrostatischen Drucke oder der Neigung der Unterlage folgt und schließlich als Schicht- oder Spaltquelle austritt. Selbstverständlich erfolgt auch dieser seitliche Abfluß durch die Gesteinsklüfte. Die Wege des Kluft- und des Schichtwassers sind nur in der Richtung verschieden: die einen führen abwärts, die anderen seitwärts.

Da das Sickerwasser seine Kohlensäure bei der Erweiterung der Klüfte ausgibt, nimmt sein Lösungsvermögen mit der Tiefe ab. Es kann sogar dazu kommen, daß der gelöste Kalk in den Klüften der tieferen Gesteinslagen wieder ausgeschieden wird und diese Lagen undurchlässig macht. Das Schichtwasser wird sich dann nicht erst auf dem Grunde des Kalkes, sondern schon über den untersten Kalklagen ansammeln. In höheren Gebirgen, wie den Kalkalpen, hat die Talerosion das Schichtwasserniveau fast überall aufgeschlossen. Hier herrscht demnach kein Mangel an Quellen. Die Abfälle mancher Kalkstöcke sind sogar auf halber Höhe und darüber sehr quellenreich, weil sich schon in den höheren Lagen undurchlässige Mergel einschalten, z. B. die Raibler Schichten unter dem Dachsteinkalk. Im Karste und in ähnlichen Bergländern dagegen liegt der undurchlässige Boden des Kalkes so tief, daß die Oberfläche in weiter Ausdehnung nirgends bis zum Schichtwasser hinabreicht. In solchen Landstrichen gibt es keine Quellen. Nur die Kessel- und Grabenbrüche der Poljen und die wenigen tief eingeschnittenen Flußtäler zapfen stellenweise den unterirdischen Wasservorrat

[1]) Das Karstphänomen, S. 95 u. f., und Abhandlungen der geographischen Gesellschaft Wien, 1901, 2. H., S. 75 u. f.

[2]) Die Karsthydrographie, S. 192 u. f.

Digitized by Google

an. Liegt der Flachboden eines Polje unter dem Niveau des in den Klüften angesammelten Schichtwassers, so wird er von einem See eingenommen, dessen Spiegel dem Schichtwasserniveau in den Beckenrändern entspricht. Hierher gehören die Seen Albaniens, der Skutarisee, der Vranasee auf Cherso, die Seen von Imotzki in Westbosnien. Reicht das Polje dagegen nur bis zum mittleren Schichtwasserstand hinab, dann wird es durch die starken jahreszeitigen Schwankungen dieses Niveaus periodisch unter Wasser gesetzt. Das steigende Schichtwasser dringt durch die Röhren und Schächte des Poljenbodens oder des Poljenrandes, die sogenannten Ponore, ein; und wenn die Trockenzeit begonnen hat und der Wasserstand sinkt, lassen dieselben Ponore als „Sauglöcher" das ausgetretene Tiefenwasser wieder zurücksinken. Gute Beispiele dieser periodischen Seebildung bieten die Poljen von Planina und Zirknitz. Wie die Seen, so sind in solchen Karstbecken natürlich auch die Quellen periodische Erscheinungen. Dauerquellen — und zwar zumeist sehr starke, die gleich ganze Bäche oder gar Flüsse entspringen lassen — kommen im Karst nur dort vor, wo die Talerosion oder eine tektonische Senkung bis unter das Niveau der Schichtwasserschwankungen hinabreichte. Poljen, deren Boden über dem höchsten Wasserstande liegt, sind gerade so quellenlos wie die verkarsteten Hochflächen, in die sie eingesenkt sind, denn alles Wasser, das im Karste zutage tritt, ist Tiefenwasser. Im Bereiche des Meeres wird die Karstentwässerung insofern geändert, als sich das Schichtwasser bis zum Meeresniveau staut und daher unter Umständen eine sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen kann. Das verhindert jedoch die Quellenbildung durchaus nicht. Der hydrostatische Druck kann das Schichtwasser auch unter der Strandlinie oder in größeren Meerestiefen austreten lassen. Solche submarine Quellen sind z. B. in der dinarischen Region der Adria sehr häufig. In der jüngeren Tertiärzeit erhob sich der Karst als einförmige Platte nur wenig über den Meeresspiegel. Die Folge davon war, daß seine Oberfläche dem Schichtwasserniveau sehr nahe lag, in den tieferen Teilen sogar unter dieses Niveau sank und daher mit ausgedehnten Seen bedeckt war. Das Land muß damals der Verkarstung entzogen und oberflächlich entwässert gewesen sind.

Im Gegensatze zu den Dolinen, Röhren und Schächten, die keinem Kalkgebirge fehlen, gehört die Bildung großer unterirdischer Hohlräume nicht zu den wesentlichen Zügen des Karstphänomens. Die von Martel durchforschte Kalktafel der Causses am Südrande des französischen Zentralmassivs ist ein wahres Karstmodell und doch sehr höhlenarm. Höhlen können — wenn sie nicht aus ursprünglichen Lücken eines Riffkalkes hervorgingen — nur dort entstehen, wo das Tagwasser durch Röhren und starke Klüfte reichlich und so rasch in die Tiefe gelangt, daß es seine Kohlensäure nicht schon unterwegs in der Lösung von Kalk verbraucht. Nur ein säurehaltiges Wasser kann die Kalkklüfte, in die es vom unteren Ende eines Naturschachtes weg eindringt, korrodieren und seine Sickerwege zu Höhlengängen erweitern. Der gestufte Verlauf solcher Höhlen, die Verbindung der einzelnen wagrechten Strecken durch enge Schächte, die Einmündung von Nebenhöhlen, die örtliche Erweiterung zu Grotten und die märchenhafte Pracht der Sinterbildung bereiten dem Eindringling auf Schritt und Tritt

Digitized by Google

Überraschungen. Dazu kommt noch, daß in manche Höhlen ein starker Strang von Kluftwasser einbricht, hier in Kaskaden niederbraust, dort einen seeartigen Tümpel bildet und schließlich von Klüften oder von einem großen Saugloche verschluckt wird. Solche Höhlenflüsse sind Kluftwasseraustritte und mit den starken Quellen der Poljen und tiefen Karsttäler zu vergleichen. Es gibt allerdings, wie wir gleich sehen werden, auch richtige, von der Oberfläche eindringende Höhlenflüsse, doch das beliebte Geduldspiel, die Wasserläufe der verschiedenen Höhlensysteme nach dem Muster oberflächlicher Flußnetze zu verknüpfen, beruht auf einer völligen Verkennung der Wasserbewegung im Karstkalk.[1]) „Höhlenflüsse" können sich nicht erhalten, da sie durch Spalten wieder dem Kluftwasser einverleibt werden. Darum gelingt es nur in seltenen Ausnahmsfällen (Donauquellen—Aach—Rhein), durch Wasserfärbung die vorausgesetzten hydrographischen Zusammenhänge nachzuweisen.

Die Ausdehnung der Höhlen ist sehr verschieden. Im Karst erreichen die längsten Hohlgänge 5 *km*, während die Mammuthöhle in Kentucky ein System von 203 Gängen darstellt, deren Länge im ganzen nahezu 250 *km* mißt. Bemerkenswert sind die Wärmeverhältnisse der Höhlen. Geht eine Höhle an einer oder gar an mehreren Stellen im Niveau ihres Bodens zutage aus, so sorgt die durchstreichende Luft dafür, daß der Wärmegang im Freien auch in der Höhle zur Geltung kommt. In blinden Höhlen dagegen, die sich nur aufwärts durch Schächte öffnen, kann die im Winter herabgesunkene kalte und schwere Luft im Sommer nicht durch warme verdrängt werden; und dieser Mangel an Ventilation kann bei anhaltend tiefer Winterkälte dazu führen, daß das in der wärmeren Jahreszeit eindringende Sickerwasser gefriert. So entsteht das Tropfeis der Eishöhlen.

In Höhlengängen und Grotten, die nicht sehr tief liegen, kommt es infolge der fortschreitenden Ausweitung bisweilen zu Deckeneinbrüchen, die örtliche Beben verursachen und auf der Oberfläche Pingen hervorrufen, wie sie auch über ausgelaugten Salz- und Gipslagern entstehen. Auf solche, immerhin recht seltene Einbrüche führte man früher die größeren Dolinen und die offenen Wasserwege im Karste zurück. In Wirklichkeit wurden die einen wie die anderen von oben her ausgeräumt, die Dolinen durch Lösung, die Täler durch Erosion.[2]) Freilich konnte diese Erosion nicht von den eigentlichen Karstflüssen, die ja an die Schichtwasserquellen der tiefen Poljen gebunden sind, geleistet werden; doch in gestörten Kalkschollen wie dem Karste bringt der Faltenwurf strichweise auch undurchlässige Schichtenreihen zur Oberfläche, auf denen das Wasser abläuft und regelrecht erodiert. Wird ein solcher Bach oder Fluß durch die Abdachungsverhältnisse auf den Kalk geleitet, so kann er sich, wenn ihn nicht Sauglöcher in die Tiefe ziehen, nur dadurch einen Weg durch die Dolinenlandschaft bahnen, daß er alle Vertiefungen, auf die er stößt, zuschüttet und die Klüfte verschlammt. Unter günstigen Umständen kann er so die Kalkscholle durchmessen, in ein tiefer gelegenes Vorland oder auch zum Meere hinabgelangen

[1]) Vgl. besonders Grund, a. a. O.

[2]) Deckeneinbrüche sind die beiden Riesentrichter von St. Kanzian, die einen längeren Hohlgang der Reka aufschlossen.

Digitized by Google

und von dieser Erosionsbasis aus durch rückschreitende Erosion seinen Lauf als Tal in das Karstland einschneiden. Zuflüsse erhält er hier im Bereiche des Kluftwassers natürlich nicht. Er ist geradeso wie ein Gebirgsstrom, der sich durch eine Wüste hindurchringt, auf den Wasservorrat angewiesen, den er im Einzugsgebiete sammelte. Darum gibt es im Karst wohl vereinzelte größere Täler, aber nirgends ein Haupttal mit baumartig verzweigten Nebentälern, wie sie auf schwer durchlässigem Grunde entstehen. Doch als Regel gilt, daß ein Fluß, der von schwer durchlässigen Gesteinen auf Karstkalk gerät oder diesen Kalk bei der Vertiefung seines Tales anschneidet (Fig. 235),

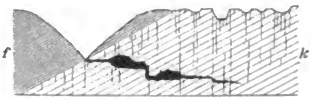


Fig. 235. Verschwinden eines Karstflusses. *f* Flysch, *k* Kalk.

früher oder später auf eine Kluft stößt und wie die Reka bei St. Kanzian von der Oberfläche verschwindet. Manche langgestreckte Höhlenzüge mögen von solchen unterirdischen Wasserläufen durch Klufterweiterung hergestellt worden sein. Ihre unregelmäßige Anlage, ihre Vertikalsprünge und ihr jähes Ende rühren von der Ablenkung und Zerlegung der Höhlenflüsse durch Klüfte her.

Die Verbreitung des Karstphänomens ist ebenso weit wie die der Kalkgebirge. Ob eine Kalkscholle als geschlossene Tafel gehoben oder zerbrochen oder gefaltet wurde, kommt für die Verkarstung nur insofern in Frage, als ein gestörter Kalk klüftiger ist als ein ungestörter. Dolinen, Ponore und Höhlen werden sich daher in dem einen leichter und auch häufiger bilden als in dem andern, karstig aber werden schließlich beide. Als Typen können der gefaltete dinarische Karst und die Tafel der Causses gelten. Viel weiter gehende Unterschiede als der Gebirgsbau verursacht die Lage des Schichtwasserniveaus. Das lehrte der Vergleich des Karstes mit den Kalkalpen.

5. Die Arbeit des ablaufenden Wassers.

Yukes, On the mode of formation of some river valleys in the South of Ireland. Quart. Journal Geol. Soc. London 1862, 392.
Medlicott, The Alps and the Himalayas. Ebenda, 1868, 34.
Rütimeyer, Über Tal- und Seebildung. 1869.
Powell, Exploration of the Colorado River. 1875.
Supan, Talbildungen des östlichen Graubündens und der Tiroler Zentralalpen. Mitt. d. Wiener Geogr. Gesellschaft. 1877.
Gilbert, Geology of the Henry Mts. 1877.
Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, I. 1878.
Tietze, Über die Bildung von Quertälern. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt. 1878.
Dutton, Tertiary History of the Grand Cañondistrict. 1882.
Löwl, Über Talbildung. 1884.
Penck, Über Periodizität der Talbildung. Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1884.
Philippson, Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Petermanns Mitt. 1886.

Digitized by Google

Philippson, Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde, Leipzig. 1886.
Noë-Margerie, Les formes du terrain. 1888.
Futterer, Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. 1895.
Davis, The geographical Cycle. Geogr. Journal. 1899.
Davis, La péneplaine. Annal. de Géogr. 1899.
Wang, Grundriß der Wildbachverbauung, I. 1901.
Brunhes, Le travail des eaux courantes. Mém. Soc. Fribourg, des Sc. Nat. 1902.

Das Regenwasser, das eine Lehne überrieselt, und die Wasserläufe, die aus ihm sowie aus abschmelzenden Schneedecken und Gletschern und aus Quellen hervorgehen, greifen den Boden mechanisch an. Das Maß ihrer Leistungen richtet sich nach dem Gefälle, nach der Wassermenge und nach dem Abflußprofil. Mit dem Gefälle und der Masse wächst die lebendige Kraft; und je kleiner die Reibungsfläche, d. h. je kleiner die Profillinie im Verhältnis zur Profilfläche ist, desto weniger Energie wird bei der Überwindung der Reibung — auch der inneren Reibung der einzelnen ungleich rasch bewegten Wasserschichten — verbraucht. Die Extreme sind ein Strombett von halbkreisförmigem Querschnitt und ein rauher vom Regen überspülter Hang. In dem zweiten Falle zehren die Reibungswiderstände die Stoßkraft des dünnen Übergusses zum großen Teile auf. Die flächenweise wirkende Regenspülung vermag daher nur die eluvialen Bodenarten, ferner weiche tonige Sedimente, endlich lösliche Gesteine wie Gips und Kalk wirksam anzugreifen. Auf festem Felsgrunde beschränkt sie sich in der Hauptsache auf die Fortschaffung des angewehten Staubes und des feineren Verwitterungsgruses. Aber auch diese unansehnliche Arbeit gewinnt mit der Zeit eine große geologische Bedeutung. Erstens räumt der Regen die von der Verwitterung aufgesuchten Klüfte aus und läßt dadurch den anstehenden Fels, vor allem die harten vollkristallinen Erstarrungsgesteine, in ein Haufwerk von Blöcken zerfallen; zweitens aber legt er durch die Reinigung der angewitterten Felsen der Atmosphäre immer wieder frische Angriffsflächen bloß. Wo sich die Verwitterung und die Abspülung in die Hände arbeiten, wie in regenreichen Gebirgen oberhalb des Waldgürtels, macht die Zertrümmerung und Abtragung der Höhen die raschesten Fortschritte. Daß die Felsen der Gipfelgrate und der gestuften Wände so säuberlich abgefegt sind und daher die der Härte, der Lagerungs- und Absonderungsart des Gesteines entsprechenden Formen so deutlich zur Schau tragen, ist hauptsächlich den starken Regengüssen zuzuschreiben. Kräftig unterstützt wird der Regen dabei allerdings vom Hagelschlag und vom Wind.

Tafelberge, die aus wagrecht gelagerten und senkrecht zerklüfteten Bänken von Kalk oder Sandstein oder auch aus Laven aufgebaut sind, nehmen immer gestufte Abfälle an, weil jeder steile Schichtenkopf durch die den Klüften nachgehende Wandverwitterung ein wenig hinter die Kante der liegenden Gesteinsbank zurückgeschoben wird. Die dabei entstehenden Gesimse, die dem Bergsteiger wohlbekannten Bänder, würden bald unter dem abbröckelnden Grus der überragenden Wandstufe verschwinden, wenn Regen, Hagel und Wind nicht für ihre Reinhaltung sorgten. Gesteine, die weich und undurchlässig sind, werden vom Regenwasser gleichmäßig abgeböscht. Daher wird ein Berg, der z. B. aus klüftigen Kalken und weichen, bröckeligen Mergeln oder aus Laven und Tuffen besteht, stumpfwinkelig

Digitized by Google

gebrochene Abfälle gewinnen. Die harten Lagen brechen nach ihren senkrechten Klüften ab, während sich die weichen durch die Regenspülung unter mittleren und flachen Winkeln abschrägen lassen. Hänge, auf denen steil gestellte Schichten von ungleicher Widerstandsfähigkeit ausstreichen, werden in auffälliger Weise gerippt, da der Regen im Laufe der Zeit die harten Bänke durch die stärkere Abspülung der weichen herausarbeitet.

Wo leicht erodierbare tonige Ablagerungen verbreitet sind, wie in den ausgedehnten Landstrichen, die in der jüngeren Tertiärzeit unter dem Meere lagen, dort hängt die Wirksamkeit des Regens davon ab, ob der Ton entblößt oder mit einer durchlässigen Decke (Löß, Schotter, Moränen) überzogen ist. Verhüllter Ton läßt das Grundwasser, das sich auf ihm sammelt und seine Oberfläche gleichmäßig feucht erhält, abfließen. Er bleibt daher

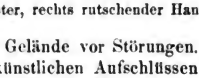


Fig. 236. Links standfester, rechts rutschender Hang. Ton mit Lößdecke.

unverletzt und bewahrt das Gelände vor Störungen. Wo dagegen die Schutzdecke abgespült oder in künstlichen Aufschlüssen entfernt wird, springen in dem austrocknenden Tone Risse auf, die das Regenwasser tief eindringen lassen. Anhaltende Niederschläge führen dann eine schlammige Erweichung des Bodens herbei. Das Gelände hat an solchen Stellen seine ursprüngliche Ruhe und Festigkeit verloren; es ist „Rutschterrain" geworden und gerät nach längerem Regen immer wieder ins Gleiten und Wälzen.

Das größte Aufsehen erregt unter den Leistungen des Regens gerade die, der die geringste Bedeutung zukommt: die Bildung der Erdpyramiden. Diese seltsamen Steilkegel und Säulen entstehen überall, wo ein mächtiges, mit Felstrümmern gespicktes Tonlager — also vor allem glazialer Blocklehm oder Muhrenschlamm oder vulkanischer Brockentuff — von heftigen, rasch ablaufenden Regengüssen gefurcht, aber nicht durch Dauerregen erweicht wird. In dem Netzwerke von Rinnsalen, das in einer solchen Ablagerung ausgespült wird, schützt jeder freigelegte Block eine zeitlang seine Unterlage, so daß der Regen durch die Vertiefung der blockfreien Zwischenräume schlanke Erdsäulen herausdrechselt.[1]) Bei Klobenstein auf dem Bozener Ritten, wo der Ursprung eines Tälchens mit Grundmoräne ausgefüllt wurde, erreichen die Erdpyramiden Haus- bis Turmhöhe. Blickt man über sie hinweg gegen Ost, so erscheint einem jenseits der Eisackschlucht das ungeheuere Dolomitriff des Schlern mit den Schlernzaken, die der Regen, allerdings in langer Arbeit und im Verein mit der Wandverwitterung, ganz nach dem Vorbilde der Erdpyramiden hergestellt hat.

Die regelrechte Arbeitsweise des ablaufenden Wassers kann man auf jedem kahlen lehmigen Abhange beobachten. Die Tropfen, die als Regen niederfallen, rollen zu Wasserfäden zusammen, die in der Richtung des kürzesten Falles hinabrinnen, aber durch die unscheinbarsten Hindernisse

[1]) Günther hat den Vorgang ausführlich beschrieben in den Sitzungsberichten der k. bayrischen Akademie, 5. XI. 1904.

Digitized by Google

abgelenkt werden. Winzige aus dem Lehm hervorragende Körnchen sind imstande, einen Wasserfaden aus der Bahn zu werfen, und zwar gelingt ihnen das um so leichter und häufiger, je sanfter die Lehne geneigt ist, da sich ja die Stoßkraft nach dem Gefälle richtet. Steile Abhänge begünstigen daher den Wasserablauf in der Richtung des kürzesten Falles, während die Wasserfäden auf sanften Böschungen vielfach von dieser Richtung abweichen, dabei zusammentreffen und sich zu größeren Adern vereinigen. Das hat wieder

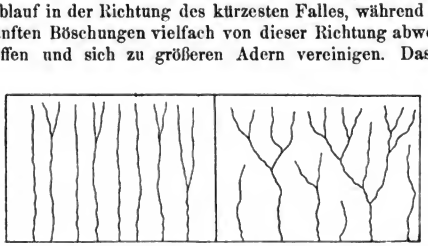


Fig. 237/8. Links gefurchter Steilhang, rechts geäderte Lehne mit Zwischenrillen.

zur Folge, daß diese Hauptadern weitere Abstände einhalten und daß sich zwischen ihnen auf dem unteren Teile der Lehne kurze Wasserfäden einschalten.

Die Trübung des abfließenden Regenwassers beweist, daß dessen Stoßkraft hinreicht, den Boden anzugreifen und feine Bodenteilchen fortzuschwemmen. So kommt es, daß sich jeder Wasserfaden eine Rille ausspült. Die Stäubchen und Körnchen, die er abhebt und mit denen er sich belädt, unterstützen ihn weiterhin in seiner Arbeit; und je größer die Stoßkraft durch die Vereinigung benachbarter Adern wird, desto größere Körner werden entführt und desto stärker wird das kleine Rinnsal gescheuert und vertieft. Das Zusammenfließen der Regentropfen zu Wasserfäden und der Fäden zu größeren Adern hat zur Folge, daß im oberen Teile einer gefurchten Lehne der Regen flächenweise abträgt, während im unteren die strichweise arbeitende Erosion der winzigen Wasserläufe vorherrscht. So entsteht oben eine flache Einsenkung, in der die seichten Regenrillen zusammenlaufen, und unten ein enger Graben, durch den das gesammelte Wasser mit seiner Trübe abfließt.

Was das Wasser auf den Abfällen der höchsten Gebirge leistet, ist von seiner unscheinbaren Arbeit auf niedrigen Böschungen nicht wesentlich verschieden. Die Grundformen aller Täler, die auf Hängen angelegt wurden und die wir daher kurz als Hangtäler bezeichnen können, ist der Trichter: oben der Regensammler, dessen radiale Furchen und Rippen an einen halbgeöffneten Fächer erinnern, unten der Trichterhals, den man als Graben oder Tobel — wenn ein senkrechter Einschnitt vorliegt, wohl auch als Klamm — zu bezeichnen pflegt. Am Fuße des Hanges, wo das Gefäll plötzlich aufhört und das Wasser seine Stoßkraft verliert, bleibt der gröbere Schutt, den es aus dem Trichter herabbringt, liegen. Dadurch wird das Rinnsal nach und nach zu einem Damme erhöht, so daß der Wasserlauf ausbrechen und sich daneben ein neues Bett suchen muß. Da auch dieses gefüllt und erhöht

Digitized by Google

wird und da sich das Spiel fortwährend wiederholt, entsteht unter dem Trichter ein Trockendelta, dessen Spitze im Ausgange des Grabens liegt und dessen Oberfläche wie ein Kegelmantel gekrümmt ist. Daher rührt die Bezeichnung Schuttkegel und Schwemmkegel. Die Schuttkegel bestehen aus grobem Geschiebe und sind daher viel steiler gebösch (bis zu 30°) als die Schwemmkegel, deren sandige und schlammige Stoffe vom Wasser auch bei schwachem Gefälle noch weiter geschafft werden können.

Die Vertiefung des Trichters und die Erhöhung des Schuttkegels geht nicht gleichmäßig, sondern ruckweise und — zumal in entwaldeten Gebirgen — mit furchtbarer Gewalt vor sich. Solange der Bach nur von Quellen gespeist wird oder wohl gar versiegt, befindet sich der ganze Trichter im Zustande der Ruhe. Nach starken Regengüssen oder nach einer plötzlichen Schneeschmelze aber tritt ein sprunghafter Fortschritt in der Entwicklung des Trichters und seines Schuttkegels ein. Die Masse der aus dem Regensammler herabgeschwemmten festen Stoffe ist dann oft so groß, daß sich kein Wasserlauf, sondern ein mit Felstrümmern gespickter Schlammstrom, eine Muhr, aus dem Graben hervorwälzt und den Schuttkegel strichweise begräbt. Den Anstoß zu solchen verheerenden „Muhrbrüchen“ gibt nach längerem Regen sehr oft ein Hagelschlag. Darum traut der Gebirgler den Wildbächen immer das ärgste zu, sobald es zu „schauern“ beginnt. Die Schuttkegel, die aus kurzen, steilen Trichtern herabkommen, bestehen hauptsächlich aus Muhren. Gerade darum sind sie in sehr vielen Hochtälern die einzigen Flächen, die den Anbau lohnen. Wüst bleiben nur die Schuttkegel, die mit schlammarmen Steinmuhren übergossen wurden.[1])

Die Vertiefung eines Trichtertales kann nicht in allen Abschnitten gleichmäßig fortschreiten. Die Stärke der Erosion hängt bei unverändertem Gefäll von der Wassermenge ab. Diese aber nimmt talabwärts zu, da sich der Bach durch die Aufnahme seitlicher Riesel immer mehr verstärkt. Auf gleichmäßig geböschtem Hange muß also das Einschneiden des Rinnsales im untersten Abschnitte am schnellsten und im obersten am langsamsten vor sich gehen. Ist aber der unterste Abschnitt einmal so weit vertieft und sein Gefälle so weit erniedrigt, daß die Erosion aufhört und das Rinnsal zum Schlusse sogar durch den Absatz von Geschieben erhöht wird, dann erreicht die Vertiefung in dem nächsten Abschnitte das höchste Maß. So kommt es, daß die Strecke der kräftigsten Erosion einwärts zurückgeschoben wird. Soll der Trichter durchweg zur Ruhe kommen, so muß das Gefäll auf allen Strecken nach und nach so gering werden, daß der Bach nirgends mehr erodieren kann. Für die schwachen Riesel im Regensammler liegt diese Grenze natürlich bei einem steileren Winkel als für den Bach, der aus ihrer Vereinigung hervorgeht, und die Folge davon ist, daß die Linie des Endgefälles — die Gefällsterminante, wie sie Philippson nannte — keine Gerade, sondern eine Kurve darstellt, deren Krümmung talaufwärts zunimmt. Man darf jedoch nicht außeracht lassen, daß diese von der Theorie geforderte Kurve eine ideale Linie ist, deren Krümmung in Wirklichkeit von der

[1]) Über die wirtschaftliche Bedeutung der Schuttkegel vgl. Löwl, Siedelungsarten in den Hochalpen, S. 9 u. f.

Digitized by Google

jeweiligen Wasser- und Geschiebeführung abhängt. Bei einem Gefälle, das einen mit Geschieben überbürdeten Bach zur Ablagerung verhält, kann derselbe Bach wieder erodieren, wenn seine Geschiebelast so klein wird, daß er sie leicht von der Stelle bringt. Der Wasserlauf schwankt also um die ideale Gefällskurve. In regenreichen Perioden wird er das Gefäll durch den von oben her fortschreitenden Geschiebeabsatz steigern, hinterher aber

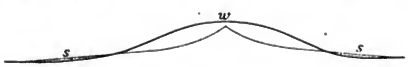


Fig. 239. Endgefäll zweier Trichter. *w* Wasserscheide, *s* Schuttkegel.

durch neuerliche Erosion wieder herabdrücken. Daß in regenreichen Zeiten nicht die zunehmende Wassermenge, die der Erosion zustatten käme, sondern die gegensätzliche Wirkung der Geschiebezunahme den Ausschlag gibt, zeigen schon die Schuttkegel: sie werden von den angeschwollenen Wildbächen durch Schutt- und Muhrenauftrag erhöht und sodann von den gewöhnlichen schwachen Trichterabflüssen wieder angeschnitten.[1])

Aber auch in einer andern Richtung ist dem Begriffe des Endgefälles gegenüber ein wesentlicher Vorbehalt geboten. Die Wasserscheide *w* zwischen den zwei rücklings aneinander stoßenden Trichtern der Fig. 239 sollte durch die Gefällskurven zugeschärft werden und sie wird es zunächst auch; doch der spülende Regen ist, solange ihm die Verwitterung vorarbeitet, nicht an das Endgefälle der fluvialen Erosion gebunden. Die geringste Abweichung von der Wagrechten reicht hin, das Regenwasser ablaufen zu lassen, und wo der Regen abläuft, spült er auch die tonigen Teilchen und die feinsten Splitter und Schüppchen des angewitterten Felsbodens hinweg. Der Abtrag, den die vereinigte Arbeit der Verwitterung und des Regens zuwege bringt, hört daher auf schutzlosem, kahlem Gelände tatsächlich erst dann auf, wenn sich die Neigung dem Nullpunkte nähert.

Wie ein Wasserlauf erodiert, kann man in der Klamm eines Trichters ebensogut beobachten wie im Felsbette eines Stromes, z. B. im Eisernen Tor der Donau oder an den Nilschnellen im Granit von Assuan. Das Rinnsal ist nie eine gleichmäßig ausgezogene Furche, sondern stets eine regellose Reihe von Kolken, die bald durch bauchige Schlifflächen getrennt werden, bald unmittelbar aufeinander folgen und sich sogar verschneiden. Die Schlifflächen weisen auf die Scheuerung des Rinnsales durch die Geschiebe hin; die Kolke (Strudellöcher, Riesentöpfe) dagegen, die oft einen Durchmesser von mehreren Metern erreichen und ebenso tief in den Fels nieder-

[1] Dagegen erodieren Wasserläufe, die keine groben Geschiebe, sondern nur Sand und Schlamm führen, am stärksten, unter Umständen auch nur bei Hochwasser. Einen lehrreichen Fall beschrieb Doß (Ztsch. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902, S. 1) aus Kurland. Die kleine Schlocke wurde am 14. und 15. April 1900 knapp vor ihrer Mündung in den Busen von Riga durch Eisstau stark geschwellt und in ein neues Bett gedrängt. Hier erodierte sie in 34 Stunden einen 98 *m* langen, 5—8 *m* breiten und $1^1/_2$—$3^1/_2$ *m* tiefen Graben in dem anstehenden devonischen Dolomit und Mergel und entführte dabei über 2000 m^3 Gestein.

Digitized by Google

gehen, können nur durch Wirbel ausgedrechselt worden sein. Die fluviale Erosion ist also teils schleifend, teils bohrend; und daß das Bohren nicht hinter dem Schleifen zurückbleibt, zeigt sich deutlich an den Steilwänden mancher Schluchten, die bis zu bedeutender Höhe über dem gegenwärtigen Rinnsal überall die konischen Wandungen entzweigeschnittener alter Kolke erkennen lassen. Treffliche Beispiele liefern die Klammen der Alpentäler, und zwar auch der großen Haupttäler. Besonders lehrreich ist der Salzachlauf im Engpasse Lueg.

Die Auskolkung des Talweges hängt mit den wirbelförmigen Störungen zusammen, die sich aus der gegenseitigen Verschiebung der ungleich rasch bewegten Schichten des Wasserlaufes ergeben. Je größer das Gefäll und je unregelmäßiger das Bett ist, desto weiter gehen die Störungen. Man gewinnt dann den Eindruck, daß sich das Wasser in Wirbeln herabwälzt und herabwirft und in freiem Sturze wohl auch garbenförmig auseinander fährt. Unter solchen Umständen muß die Erosion bohrend arbeiten, indem sie mit Hilfe des leicht beweglichen Sandes Kolke auswirbelt. An den Wandungen der Strudellöcher ist der spiralige Schliff durch den sandreichen Wasserwirbel

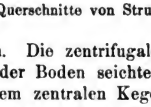


Fig. 240. Querschnitte von Strudellöchern.

oft noch recht gut zu sehen. Die zentrifugale Bildungsweise drückt sich aber auch darin aus, daß der Boden seichter, unentwickelter Töpfe eine peripherische Rinne mit einem zentralen Kegel aufweist, also dem Boden einer Weinflasche gleicht. Konkav sind nur fertige Riesentöpfe, deren Boden von der Spitze des konisch niedergehenden Wirbels bearbeitet wurde.[1])

Wenn der Wasserlauf eines Trichters allein an der Arbeit wäre, bliebe der Trichterhals für immer eine Klamm, d. h. eine Kolkrinne mit senkrechten Seitenwänden. Da aber diese Wände der Verwitterung und dem Regen ausgesetzt sind, werden sie abgeschrägt, bis ihre Böschung der Festigkeit, der Lagerungs- und der Zerklüftungsart des Gesteines entspricht; und in demselben Maße, in dem der Wasserlauf sein Rinnsal vertieft, müssen die Seitenwände zur Erhaltung ihrer Maximalböschung abbröckeln und absitzen. Der Schutt, den die Abschrägung der Hänge liefert, vermischt sich im Bachbette mit dem Schutte, der aus dem Regensammler stammt, und wird mit diesem fortgeschwemmt und fortgeschoben. Solange das geschieht, behält die Furche den dreieckigen Querschnitt. Erreicht aber das Rinnsal im untersten Abschnitte das Endgefäll, so wächst die Spitze des Schuttkegels in den Graben herein. Der Bach ist eben nach starken Regenfällen nicht mehr imstande, die vermehrte Geschiebelast fortzuschaffen. Er setzt sie ab und legt so nach und nach einen Schutt- oder Schwemmboden an, über den

[1]) Vgl. Brunhes, a. a. O. — Auf die Autorität Rütimeyers hin faßte man die fluviale Erosion früher als ein Schneiden, Feilen, Sägen auf. Brunhes fällt ins entgegengesetzte Extrem, indem er die Hauptarbeit von der Evorsion verrichten läßt und die schleifende Erosion unterschätzt.

Digitized by Google

er trägen Laufes in vielfachen Windungen und oft ausbrechend dahinfließt. Das Ausbrechen wird ebenso wie bei der Schuttkegelbildung durch die Erhöhung des jeweiligen Bettes herbeigeführt und wirkt im Vereine mit dem Geschiebe- und Schlammabsatz der Überschwemmungen dahin, daß der Talboden in seiner ganzen Breite gleichmäßig erhöht wird. Wo der Wasserlauf die Ränder des Bodens erreicht, benagt er den Fuß der Seitenwände und trägt damit zur Erweiterung der Talsohle bei. Hierin arbeitet ihm allerdings der Gehängschutt entgegen, der sich am Fuße der Seitenwände in Halden oder — wenn die Seitenwände selbst wieder von Trichtern gefurcht werden — in weit vorspringenden Schuttkegeln ansammelt.

Die Trichterbildung, die als Regel in der Skulptur der Abhänge zu gelten hat, kann nur dort eintreten, wo das Regenwasser oberflächlich abfließt. Gebirge, die aus klüftigen Kalken oder aus tonarmen, durchlässigen Sandsteinen bestehen, lassen keine trichterförmigen Hangtäler aufkommen. An ihren Rändern bilden sich statt der durch das Zusammenlaufen seichter Rillen gekennzeichneten Regensammler steilwandige Halbkessel aus. Die Zerstörung des Gebirges wird eben hauptsächlich durch die den Klüften nachgehende Verwitterung besorgt, die jede Felswand durch Abbröckelung und senkrechten Abbruch zurückschiebt. Es tritt Wandverwitterung statt Abschrägung ein. Die riesigen Schollen der Kalkalpen und die kleinen Tafeln und Tafelberge des Elbsandsteingebirges lassen diesen Vorgang mit gleicher Deutlichkeit erkennen.[1]) Hier wie dort greifen die randlichen Halbkessel und Nischen durch Wandabbruch tiefer und tiefer ein; es lösen sich Zeugen ab und das voraussichtliche Ergebnis ist die Abräumung der einzelnen Schollen und Tafeln: dasselbe Ziel, das in weniger durchlässigen Gesteinen durch die Trichterbildung erreicht wird. Der Unterschied liegt nur darin, daß der Wandabbruch in vertikalem und die Regenspülung in schrägem bis nahezu horizontalem Sinne abträgt.

Die Trichter gehen überall darauf aus, ihr Gebiet ohne Rest unter sich aufzuteilen. Sie führen daher einen unaufhörlichen Kampf um ihre Grenzen, die Wasserscheiden. Der Ausgang dieses Kampfes hängt von den Umständen ab, unter denen die einzelnen Wasserläufe erodieren. Ist $a\,w\,b$ der ursprüngliche Querschnitt einer Schwelle, die durchweg aus derselben Felsart besteht, und sind $a\,w'$ und $b\,w'$ zwei Trichter, die in entgegengesetzten Richtungen erodiert wurden, und deren Sammler in der Wasserscheide zusammenstoßen, so wird diese Scheide durch die Anbah-

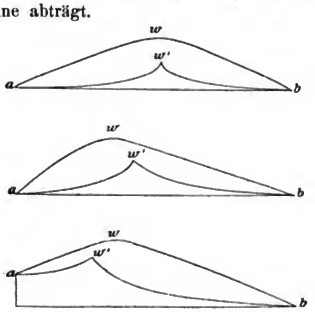


Fig. 241. Erniedrigung und Verschiebung der Wasserscheide von w nach w'.

[1]) Vgl. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz, 1887, und Felsbildungen der Sächs. Schweiz, Geograph. Ztsch. 1903, S. 608.

Digitized by Google

nung des Endgefälles wohl erniedrigt aber nicht verschoben werden, vorausgesetzt, daß die beiden Trichter auch gleich große Sammler haben und dieselbe Regenmenge auffangen. In dem zweiten Querschnitte ist die linke Abdachung steiler als die rechte. Der eine Trichter hatte daher von Anfang an ein stärkeres Gefäll, wurde unter sonst gleichen Umständen rascher erodiert und mußte zur Herstellung der Gefällskurve die Wasserscheide in das Gebiet seines trägeren Nachbars hineindrängen. Dasselbe geschieht im dritten Falle, wo der Fußpunkt der Erosion, die Erosionsbasis, bei *b* tiefer liegt als bei *a*, so daß sich die Kurve *b w'* auf Kosten von *a w'* entwickeln muß. Weiterhin kommt noch die Festigkeit des Gesteines und die Regenverteilung in Betracht. Wenn im ersten Querschnitte die linke Seite in den Kontakthof eines Granitkernes fällt, die rechte dagegen aus weichen Tonschiefern besteht, oder wenn die rechte Seite dem Anprall feuchter Dauerwinde ausgesetzt und daher regenreicher ist als die linke, so werden in beiden Fällen die Täler des rechten Hanges rascher vertieft werden und daher die Wasserscheide auf die linke Abdachung hinüberschieben. Endlich kann die Ursache einer solchen Verschiebung auch noch darin liegen, daß der eine von den beiden aneinander geratenen Trichtern einen größeren Regensammler und daher auch einen kräftigeren Wasserlauf hat als der andere.

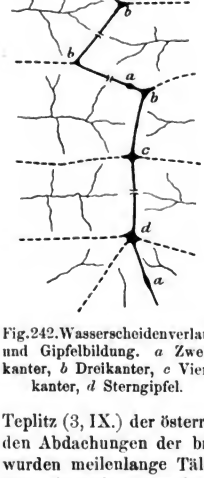


Fig. 242. Wasserscheidenverlauf und Gipfelbildung. *a* Zweikanter, *b* Dreikanter, *c* Vierkanter, *d* Sterngipfel.

Werden die Täler links und rechts nicht paarweise, sondern wechselständig angelegt, so bekommt die Wasserscheide auch dann, wenn die Erosion auf beiden Seiten gleichmäßig fortschreitet, einen zickzackförmigen Verlauf. Dabei pflegt der Hauptkamm im hintersten Winkel jedes Sammlers einen Gipfel zu tragen, während die dazwischen liegenden Kammstücke, die von hüben und drüben angegriffen werden, Scharten und Sättel bilden. Aus den Beziehungen des Hauptkammes zu den Seitenkämmen, die zwischen den Hangtälern stehen blieben, ergeben sich die Gipfeltypen des Zweikanters, Dreikanters, Vierkanters und Sterngipfels, die besonders dort zur Geltung kommen, wo das Relief durch Gletschererosion und Wandabbruch geschärft wurde. (Fig. 242.)

Die Trichter, die der Regen in Hänge einschneidet, nehmen im Gebirge riesige Maße an, ohne ihre wesentlichen Züge zu verlieren. Einfach und ohne weiteres verständlich ist der Kerbschnitt, den die Ränder unserer mitteleuropäischen Grundhorste aufweisen. Man vergleiche z. B. den Südabfall des Erzgebirges auf dem Blatte Brüx, Dux, Teplitz (3, IX.) der österreichischen Spezialkarte. Größer wird der Maßstab auf den Abdachungen der breiten und hohen Grundgebirgszüge der Alpen. Hier wurden meilenlange Täler erodiert, die den Trichterhälsen entsprechen und deren Sammler entweder durch die Verzweigung in Hochtäler oder durch ein

Digitized by Google

einheitliches, glazial ausgestaltetes Halbrund gekennzeichnet werden. Man vergleiche auf den Blättern Zell a. S. (16, VII.) und Großglockner (17, VII.) der Spezialkarte die lange Reihe typischer Trichter, die den Südabfall des Pinzgauer Phyllitzuges furchen, mit den großen Hangtälern auf der gegenüberliegenden Nordseite der Hohen Tauern. Die morphologische Übereinstimmung geht so weit, daß man schwer begreift, wie der Ursprung solcher Täler früher verkannt und auf weitklaffende Spalten zurückgeführt werden konnte. Die ganze Nordabdachung der Tauern gleicht einer vom Regen modellierten lehmigen Böschung. Täler wie das Ober- und Untersulzbach- oder das Habachtal, die als schnurgerade Gassen unverzweigt zu dem vergletscherten Halbrund ihres Sammlers hinansteigen, entsprechen den gleichlaufenden Regenrillen auf steileren Lehnen. Das Hollersbach-, Velber-, Stubach- und vor allem das Gasteiner Tal dagegen müssen — worauf schon ihre zunehmende Länge hinweist — auf schwächer geneigten Abhängen entstanden sein: ihr Verlauf ist nicht so gerade wie der der anderen und ihre Sammelgebiete verzweigen sich. Diese Verzweigung hat gerade so wie bei den Regenrillen der Fig. 238 einen weiteren Abstand der Hauptfurchen und die Anlage von Zwischentälern zur Folge. Das Mühlbachtal bei Niedersill und die kürzeren Täler im Westen und Osten sind Zwischentäler von Stubach und Kaprun, die vier Gerlostäler der Reichenspitzgruppe sind Zwischentäler von Krimml und Zillergrund, das Pitztal ist ein Zwischental des Kaunser- und Ötztales usf.

Von anderer Art als die auf Abhängen erodierten Täler sind die, von denen die Hochflächen zerschlitzt werden. Jedes Tafel- und Schollenland muß ursprünglich ein tiefgelegener Flachboden gewesen sein: entweder eine Auftrag- oder eine Abtragfläche — eine Ebene oder eine Verebnung — je nachdem die Oberfläche von Sedimenten oder die wellige Rumpffläche eines abgeräumten Gebirges vorlag. In beiden Fällen wurde die Talerosion erst dadurch ermöglicht, daß der Flachboden gehoben wurde. Die schwachen Neigungen, die dabei entstanden, regelten den Wasserablauf und die Anlage der Flußsysteme, während sich der durch Brüche und Kniefalten bezeichnete Gürtel der senkrechten Verschiebung zu einem vom Regen abgeschrägten oder durch Wandabbruch zurückgeschobenen Steilrande entwickelte. Das starke Gefäll dieses Randes veranlaßte die Flüsse der Hochfläche, hier rasch einzuschneiden und ihre Kerben rückwärts so weit zu verlängern als es die Gefällskurve zuläßt. Die Täler der Tafellandschaften haben also nichts mit dem Trichter gemein, sondern gehen durch rückläufige Erosion aus Einschnitten der Tafelränder hervor. Ein Beispiel liefert das Coloradoplateau mit seinen Cañons.

Vor den in Gebirgsabdachungen eingeschnittenen Tälern, die wir ohne Rücksicht auf ihre Größe Hangtäler nannten, zeichnen sich die Tafeltäler durch ihre Länge, ihre gleichmäßige Ausbildung und ihren gewundenen Verlauf aus. Man vergleiche die Talbildung des rheinischen Schieferplateaus mit der des Tauernzuges. Die Tafeltäler sind deshalb so reich an Windungen und Schlingen, weil ihre Flüsse anfänglich auf der Hochfläche ein sehr schwaches Gefälle hatten und daher durch die unbedeutendsten Hindernisse, ja durch ihre eigenen Anschwemmungen abgelenkt wurden. Die geringste

Digitized by Google

Abweichung von der Geraden aber drängt den Wasserlauf, der in seiner Richtung zu verharren strebt, gegen das Ufer, das diese Richtung verlegt, also gegen die konkave Seite jeder Krümmung. Der Stromstrich übertreibt daher die Serpentinen, indem er sich an die konkaven Bögen herandrängt. Da die tiefste Rinne des Bettes dem Stromstriche folgt und da die konkaven Uferstrecken als Prallufer benagt und unterwaschen werden, während die konvexen Ufer infolge der schwachen Strömung versanden, geht jeder mäandernde Fluß darauf aus, seine Krümmungen zu verschärfen und in der Stromrichtung zu verschieben. Aus Serpentinen werden Schlingen, und oft kommt es so weit, daß die Landbrücke zwischen den beiden Enden einer Schlinge durch die Uferverschiebung abgetragen wird. Dann entsteht zwischen der alten Schlinge und dem neuen abkürzenden Flußarm zunächst eine

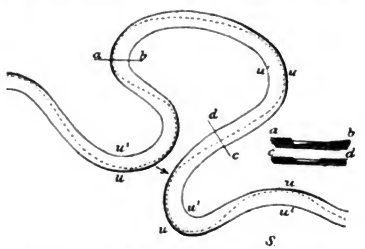


Fig. 243. Mäander. *u* Prallufer, *u'* Anwachsufer. Stromstrich, ⟶ Durchbruchstelle.

Insel; nach und nach aber drängt sich der ganze Fluß in den durch Selbstkorrektion gewonnenen Kanal, so daß die Schlinge als „Altwasser" abgeschnürt wird und schließlich ganz austrocknet. Die breiten Schwemmböden der Flachlandflüsse sind reich an solchen bogenförmigen toten Armen, deren Verlauf noch deutlich an den alten Uferrändern zu erkennen ist.

Die Bildung von Krümmungen, Schlingen und neuen Armen kann natürlich auf der Höhe eines Tafellandes gerade so vor sich gehen wie in

Fig. 244. Profil eines gewundenen Tafeltales. Links der konkave, rechts der konvexe Talhang.

der Tiefebene; doch schneidet dort die rückläufige Erosion früher oder später den Flußlauf samt seinen Serpentinen als Tal in das Plateau ein, wobei sich die Prallufer zu steilen Talwänden und die Anwachsufer zu sanften schuttkegelförmigen Lehnen entwickeln.

Wie die Hangtäler, so arbeiten auch die Tafeltäler mit ihrer baumartigen Verzweigung und mit den Trichtern, die sich auf ihren Gehängen bilden, auf die Herstellung eines rein erosiven Reliefs hin. Je länger es

Digitized by Google

her ist, daß eine Ebene oder eine Verebnung gehoben wurde, desto weniger blieb von der ursprünglichen Tafelfläche erhalten. Sie ist in wasserscheidende Rücken aufgelöst: zertalt. Die weitere Abtragung einer gehobenen Scholle geht gerade so vor sich wie die eines Faltengebirges mit tektonischer Talanlage. Hat die fluviale Erosion einmal durchweg das Endgefäll herbeigeführt, dann sind die Täler in den Zustand der Reife eingetreten. Sie werden nicht mehr vertieft, sondern nur noch durch Seitenerosion erweitert; und diese Talerweiterung ist es, die im Verein mit der Erniedrigung der Wasserscheiden durch Verwitterung und Regenspülung die Abräumung des Gebirges vollendet. Durch eine neue Hebung — die andere Möglichkeit: eine Senkung der Erosionsbasis, des Meeresspiegels, ist wohl nur ausnahmsweise und in beschränktem Maße heranzuziehen — wird die Erosion wieder erweckt; und in der Tat ist die ganze Kette von Vorgängen: Hebung (mit oder ohne Faltung) — Talbildung — Zertalung — Abräumung über manche Erdscholle mehrmals hinweggegangen. Davis nennt sie deshalb einen geographischen Zyklus. Wird die Abräumung schon im Stadium der Talerweiterung durch wiederholte Hebungen unterbrochen, so bleiben die Reste der zerschnittenen Talböden als Felsterrassen stehen (Vgl. S. 183).

Jede, auch die vollkommenste pluvio-fluviale Abtragfläche muß eine sanft gewellte Ebene, ein Peneplain (Davis), eine Halbebene sein, denn erstens können die wasserscheidenden Rücken nicht spurlos verschwinden und zweitens läßt die Verwitterung jeden widerstandsfähigen Gesteinszug hervortreten. Daß ein Gebirge bis auf solche flache, unauffällige Bodenwellen abgetragen werden kann, ist einerseits mit dem geringen Gefälle, das die Regenspülung braucht (vgl. S. 273), und anderseits mit der Abnahme des Verwitterungsschuttes zu erklären. Je tiefer ein Gebirge erniedrigt wird, desto spärlicher und feiner werden seine Zerfallstoffe und bei desto schwächerem Gefälle können daher die Wasserläufe noch erodieren. Trotzdem kommt dem Peneplain nicht die allgemeine Bedeutung zu, die ihm Davis einräumt. Seine Ausbildung ist klimatisch beschränkt. Nur dort, wo auf starke Regenfälle so lange Trockenzeiten folgen, daß der Pflanzenwuchs nicht aufkommt, kann eine richtige Abtragfläche entstehen. Freilich wird der Abtrag unter solchen Umständen zum Teil vom Winde bewirkt. Was die Übergußerosion starker Platzregen auf unmerklich geneigten, aber kahlen Flächen zu leisten vermag, hat Mac Gee nach seinen Beobachtungen im nordwestlichen Mexiko anschaulich beschrieben.[1]) Dagegen treffen wir in unseren Mittelgebirgen häufig Rücken an, die trotz ihrer steilen Hänge nicht weiter erniedrigt und abgeschrägt werden können, weil ihnen Moor und Wald einen vollkommenen Schutz gegen die Regenspülung gewähren. Solche Erhebungen werden sich, solange das gegenwärtige Klima anhält, nie zu einem Peneplain verebnen lassen. Ausgenommen sind Kalk- und Sandsteingebirge wie der oberdeutsche Jura und die Elbsandsteintafel, in denen der Wandabbruch und die pflanzenfeindliche Beschaffenheit des Gesteines den Einfluß des Klimas wettmacht.

Das schönste Beispiel einer fluvialen Verebnung ist die unmerklich

[1]) Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. Amer. 1897.

Digitized by Google

gestörte russische Tafel (S. 145), deren spättertiäre Oberfläche im Quartär neuerdings so stark zertalt wurde, daß eine allgemeine Hebung um 200 *m* vorausgesetzt werden muß. Ein schwach verbogenes Peneplain lernten wir (S. 171) im Schweizer Jura kennen. Davis, Penck und Lapparent fassen auch die west- und mitteleuropäischen Horste als gehobene Halbebenen auf. Hier ist jedoch die gegenwärtige zertalte Oberfläche — man denke an das Rheinische Schiefergebirge — von einer älteren, fossilen Abtragfläche zu unterscheiden, die unter den Resten transgredierender Schichten (Oberkarbon, Perm oder Buntsandstein) zutage tritt und deren Bildungsweise noch strittig ist. Im Abschnitte über die marine Erosion wird auf diese Frage zurückzukommen sein.

Um die Bedeutung der fluvialen Erosion ins rechte Licht zu setzen, pflegt man auf die Leistungen hinzuweisen, die einzelne Wasserläufe in historischen Zeiten oder doch in der jüngsten geologischen Vergangenheit vollbrachten. So hat der Simeto, der im Jahre 1603 bei Maderno durch einen Lavastrom des Ätna abgedämmt wurde, den festen Basaltriegel in zwei Jahrhunderten so weit entzweigeschnitten, daß Lyell 1828 einen 15 *m* tiefen und 15—100 *m* breiten Graben antraf. In den Alpen haben manche Bäche in postglazialer Zeit in den Strombetten der alten Gletscher Klammen erodiert, deren Tiefe 300 *m* erreicht und überschreitet. Am Westfuße der kalifornischen Sierra Nevada breiten sich ganz junge Laven aus, die samt den nachdiluvialen Schottern, auf denen sie liegen, von 500 *m* tiefen Schluchten durchfurcht werden. — Doch kein Beispiel dieser Art ist zur Abschätzung der Wasserarbeit zu brauchen. Zweckmäßiger ist der Versuch, den durchschnittlichen Abtrag eines ganzen Flußgebietes aus der Sedimentführung des Flusses zu berechnen. Die Elbe entführt bei Bodenbach im Jahre 753.717 Tonnen gelöste und 776.310 Tonnen treibende Stoffe, im ganzen also rund $1^1/_2$ Millionen Tonnen. Das bedeutet für das böhmische Sammelgebiet der Moldau-Elbe einen durchschnittlichen Abtrag von $^1/_{43}$ *mm* im Jahre. Der Abtrag eines Meters würde daher 43.000 Jahre erfordern. Durch Rechnung und Schätzung fand Guppy für das Donaugebiet 23 Jahrtausende, für das Rhonegebiet 5, für den Po $1^1/_2$, für die Themse 32, für den Mississippi 20, für den Ganges 8, für den Jangtsekiang $12^1/_2$, für den Hoangho $4^1/_2$, für den Peiho 85 Jahrtausende. In Mittel- und Westeuropa dürfte der für das Elbegebiet ermittelte Wert von rund 40 Jahrtausenden gelten. Wer diesen Wert bei der Betrachtung der geologischen Karte eines einfach gebauten, aber stark erodierten Gebietes im Auge behält, dem kann wohl eine Ahnung von der Größe der Wasserarbeit und zugleich von der Länge geologischer Zeiträume aufdämmern. Das süddeutsche Schollenland war bis in die Tertiärzeit hinein eine einförmige, niedrige Schichtentafel, in der die Trias- und Jurasedimente eine Mächtigkeit von etwa 2000 *m* erreichten. Am Ausgange der Jurazeit war die Tafel als Ebene aus dem Meere aufgetaucht, aber erst im Miozän wurde sie so stark gehoben, zerbrochen und vertikal verschoben, daß die Erosion mit aller Kraft einsetzen konnte. Seither wurde nicht nur in den Horsten das Grundgebirge denudiert, sondern auch in den zwischen den Horsten liegenden Schollen, also vor allem in Schwaben, Franken und Hessen, die mesozoische Tafel auf weiten Flächen bis auf den

Digitized by Google

Buntsandstein hinab, das heißt um nicht weniger als 1500 *m*, abgetragen. Dazu wären unter den gegenwärtigen Erosionsbedingungen 60 Millionen Jahre erforderlich. Der Einwand, daß Neckar, Main, Werra und Fulda in der Tertiärzeit in einem Hochlande, also mit starkem Gefälle gearbeitet haben dürften, ist nicht stichhaltig; es spricht alles dafür, daß die Erosion mit der Hebung des Schollenlandes ungefähr gleichen Schritt hielt und daß sich daher die Höhenverhältnisse nie allzu weit von denen der Gegenwart entfernten. Dagegen wich das Klima der Tertiär- und Diluvialzeit sehr stark von dem unserigen ab. Seine Schwankungen dürften sich jedoch in ihrem Einflusse auf die Erosion so weit ausgeglichen haben, daß ein Wert zwischen 50 und 70 Jahrmillionen der Wahrheit ziemlich nahe kommen wird.

6. Störungen und paradoxe Formen der Talerosion.

Die Abschrägung der Berghänge durch Verwitterung, Absturz und Regenspülung häuft auf der Verschneidung des Talbodens und der Talwände Schutthalden und Schuttkegel an. Übersteile Abhänge, wie sie vor allem in den trogförmigen Strombetten der diluvialen Gletscher angelegt wurden, neigen jedoch zum Abriß großer Felsmassen, die im Sturze in Trümmer gehen und als verheerende Schuttströme zu Tal fahren. Solche **Bergstürze**, zu denen oft anhaltender Regen oder auch ein Erdbeben den letzten Anstoß gibt, lösen sich zumeist auf steilen Schichtflächen ab, die von einem noch steileren Hange geschnitten werden. Aber auch die Zerklüftung des Gesteines und das Aufsetzen von Verwerfungsspalten kann eine Fläche verminderten Zusammenhaltes schaffen. In dem glazialen Trogtale der Fig. 245

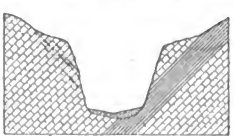


Fig. 245. Profil eines Trogtales, in dem links ein klüftiger Bergsturz und rechts ein Bergschlipf droht. *k* Kalk, *m* Mergel.

begünstigt der Schichtenfall auf der linken Seite die allmähliche Abbröckelung des Trograndes und die Bildung von Schutthalden. Kommt es aber doch zu einem Bergsturz, so muß der Abriß den Gesteinsklüften folgen. Die neue Böschung wird eine unregelmäßige Abbruchfläche sein. An dem gegenüberliegenden Trogrande dagegen, der sehr zu Bergstürzen neigt, wird sich der Abriß an eine Schicht halten und daher ebenflächig ausfallen. Besonders groß ist die Gefahr, wenn durchlässige Gesteine auf einer tonigen oder mergeligen Schicht liegen, die durch das Sickerwasser so stark aufgeweicht wird, daß sie eine Rutschbahn für das Hangende abgibt. Solche **Bergschlipfe** können bei einem viel geringeren Schichtfall eintreten als die gewöhnlichen Bergstürze.

Digitized by Google

Ein richtiger Bergschlipf war es, der am 2. September 1806 die Nagelfluh des Roßberggipfels über eine durchfeuchtete Mergellage abgleiten und auf Goldau und drei andere Dörfer niedergehen ließ. Dagegen hatte der große Bergsturz von Elm, der am 11. September 1881 infolge der Untergrabung des Tschingelwaldhanges durch den Schieferabbau am Plattenberg losbrach, eine klüftige Abrißfläche.[1])

Die Art, in der sich abstürzende Trümmermassen bewegen, bringt es mit sich, daß die Bergstürze in ihrem Ablagerungsraume nicht hohe Schutthaufen, sondern Schuttströme bilden, die in ihrer weiten Erstreckung und in ihrer Anpassung an das Gelände noch am ehesten an dünnflüssige Laven erinnern. Die Trümmer eines Bergsturzes kollern eben nicht über den Hang hinab wie einzelne Blöcke; sie befinden sich vielmehr in einer Strömung, da sie gleich den Wasserteilchen in einem Katarakt an- und übereinander hinweggleiten. Durch das Aufprallen und durch die Reibung am Boden wird nur die unterste Trümmerlage gehemmt. So kommt es, daß der Schuttstrom eines starken Bergsturzes nicht selten einen breiten Talboden quert und dann noch hoch auf dem gegenüber liegenden Hange emporläuft. Solche Bergstürze bilden oft hohe, kuppige Riegel, die bei einer flüchtigen Untersuchung leicht mit alten Endmoränen verwechselt werden können, zumal da sie auch ein strukturloses Haufwerk von Blöcken, Schutt und Grus darstellen. Sieht man jedoch genauer zu, so wird man bald den Abgang echter Scheuersteine und die gemeinsame Herkunft der Felstrümmer von der anstoßenden Talwand feststellen können.

Starke Bergstürze, aber auch rasch anwachsende und weit vorspringende Schuttkegel können ein Tal vollkommen abriegeln, den Wasserlauf zu einem See aufdämmen und somit die Talerosion streckenweise unterbrechen. Ist der Riegel so mächtig, daß ihn der Abfluß des Dammsees nicht alsbald wieder an- und entzweischneiden kann, so gewinnt der Fluß oder der Bach Zeit, mit seiner Geschiebelast das Seebecken zuzuschütten. Es entsteht dann ein flacher Schwemmboden, der mit einer scharf ausgeprägten Stufe absetzt. Solche Gefällsbrüche, die mit dem talauswärts gerichteten Abfalle von Bergstürzen oder Schuttkegeln zusammenfallen und für die sich daher die Bezeichnung Dammstufen empfiehlt, sind im Gebirge, zumal im Hochgebirge, sehr häufig. Manche Täler besitzen sogar einen Terrassenbau, der nur durch Bergstürze und Schuttkegel angelegt wurde. Eines der besten Beispiele liefert das Antholzer Tal, das bei Olang ins Pustertal ausläuft.[2]) Sein oberster Abschnitt folgt der Grenze zwischen dem Tonalitkerne des Hochgall und dessen südlicher Schieferhülle; und aus dieser Schieferhülle steigt ein großer Schuttkegel herab, der den Antholzer See (1644 *m*) abdämmt. Die Außenböschung dieses Riegels bildet eine 400 *m* hohe Dammstufe. Unter ihr liegt der kleine Schwemmboden von Mittertal (1240 *m*), ein zugeschüttetes Seebecken, das durch einen großen Schuttkegel der rechten und einen kleinen

[1]) Heim, Über Bergstürze. 1882. Vgl. auch Neumayr, Über Bergstürze, Ztsch. d. D. u. Ö. Alp.-Ver. 1889.

[2]) Vgl. das Blatt Bruneck (18, VI.) der österr. Spezialkarte und die geolog. Übersichtskarte zu den Exkursionen VIII und IX des Internation. Geologenkongresses. Wien 1903.

Digitized by Google

der linken Talwand abgeschlossen wird. Beide gehören der weichen Schieferhülle des Tonalits an und bilden eine Stufe von nahezu 100 *m* Höhe. Weiterhin quert das Tal den mächtigen Granitkern von Antholz, in dessen Bereich die Talwände keine Schuttkegel, sondern nur einen dürftigen Haldensaum aufweisen. Erst am Südrande des Granites, im Pustertaler Phyllitzuge, stellt sich wieder ein Schuttkegelpaar ein, dem die Aufdämmung des untersten, in den Granit fallenden Talabschnittes, des Beckens von Niedertal (1100 *m*) zuzuschreiben ist. Somit zerfällt ganz Antholz in drei alte, zugeschüttete Seebecken, deren Dammstufen gerade dort angelegt wurden, wo das Tal weichere Gesteinszüge durchschneidet.

Von großer morphologischer Bedeutung ist die Art, wie die Gebirgsbildung und auch der Schichtenbau an sich die Erosion leitet und hemmt. Es handelt sich da um Einflüsse, die nicht nur in bestimmten Talprofilen und in der Ausbildungsweise einzelner Täler, sondern auch in der Anlage ganzer Talzüge und Talsysteme zutage treten.

Die Kleinformen, die sich aus dem Schichtenbaue ergeben, hängen mit dem Wechsel ungleich widerstandsfähiger Gesteine zusammen. In einer ungestörten Schichtentafel wird jede Felsbank, die wegen ihrer Härte (Lavadecke zwischen Tuffen) oder wegen ihrer Durchlässigkeit (Kalk- oder Sandstein zwischen Mergeln) schwer angreifbar ist, mit steilem Schichtenkopf ausstreichen; und wie die Ränder der Tafel, so gewinnen auch die Seitenwände der in sie eingeschnittenen Täler ein stumpfwinkelig gebrochenes Profil. Erreichen die harten Lager eine bedeutende Mächtigkeit, so stufen sie auch den Talweg, weil die Erosion in den weichen Schichtenreihen rascher von statten geht und die Köpfe der harten Bänke durch Untergrabung und Abbruch als geschlossene Staffeln taleinwärts zurückgedrängt.

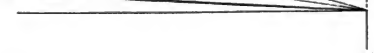


Fig. 246. Talbildung in Tafelrändern (*r*), an denen harte und weiche Schichtenreihen ausstreichen. *v* Verwerfung. I, II, III Längsprofile des Tales.

Das bekannteste Beispiel einer solchen Stufenbildung und Stufenverlegung bietet der Niagarafall, der an die Stirn einer starken, von Mergeln unterteuften Tafel von Silurkalk gebunden ist. Selbstverständlich können sich Gefällsbrüche nur solange erhalten, als die Wasserläufe erodieren. Nähert sich der Talweg dem Endgefälle, so werden die harten Riffe entzweigeschnitten und treten dann nur noch im Querprofile des Rinnsales als Steilränder hervor.

In aufgerichteten Schichtenreihen werden die quer zum Streichen erodierten Täler durch den Wechsel harter und weicher Lagen nicht nur gestuft, sondern auch in eine Folge enger, wilder Talkehlen und breiter, zum großen Teile mit Schuttkegeln bedeckter Talböden zerlegt. Nicht immer

Digitized by Google

aber läßt sich die Stufung der Täler aus dem Vorkommen harter Gesteinsbänke ableiten. Viele Hochtäler der Alpen sind auch dort terrassiert, wo kein Gesteinswechsel vorliegt, z. B. im Bereiche eines gleichmäßig ausgebildeten Granitkernes. Penck und Richter fassen die Talstaffeln in solchen Fällen als eine Leistung der Gletschererosion auf. Wir werden jedoch sehen, daß wohl die Gefällsbrüche im Ursprung der Täler und die am Ausgange der Seitentäler glazial sind, daß es aber daneben andere gibt, die durch den Gletscherschurf nur zu breiten und steilen, mauerartigen Absätzen ausgestaltet wurden, als Talstrecken von starkem Gefälle aber schon früher vorhanden gewesen sein müssen. Wie sie entstanden, ist vielleicht daraus zu entnehmen, daß manchmal wider Erwarten leicht erodierbare Gesteinszüge Talstufen bilden. So ist z. B. die 300 *m* hohe Kampriesenstufe des Obersulzbachtales in den Hohen Tauern an eine zwischen zwei Granitkerne eingeklemmte Steilmulde von Grünschiefer und Phyllit gebunden. Wenn dieser Schiefer von Anfang an durch häufige Bergstürze und mächtige Schuttkegel in die Erosion des Tales eingriff und die Vertiefung der aufwärts folgenden Strecke durch Abriegelung hemmte, so mußte aus der wiederholten Bildung von Dammstufen nach und nach eine Stufe im anstehenden Gestein hervorgehen. Auf diese Weise mag die ursprüngliche Anlage mancher Talterrasse zu erklären sein. Die gegenwärtige Höhe, Breite und Steilheit der Absätze muß allerdings der glazialen Erosion zugeschrieben werden. In Gebirgen, die nie vergletschert waren, gibt es keine breiten, wandartigen Staffeln in den Tälern. Die Strecken starken Gefälles sind da zugleich Engen, wie sie eben ein kräftig erodierender Wasserlauf ausfurcht.

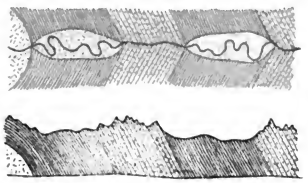


Fig. 247. Karte und Längsprofil eines Quertales in Gesteinslagen von ungleichem Widerstande.

Den Quertälern gehen in gestörten Schichten Seitentäler zu, die im Streichen erodiert wurden. Ist der Schichtenfall in solchen Tälern auf beiden

Fig. 248. Ein Quertal im Längsprofil mit streichenden isoklinen Seitentälern.

Seiten derselbe, so läßt der Wechsel harter und weicher Gesteine die Talbildung auf ungewöhnlichem Wege fortschreiten. Die Rinnsale werden nicht senkrecht vertieft, sondern auf dem Abfalle der harten Bänke seitwärts und abwärts verschoben. Die Wasserläufe erodieren eben in den weichen Schichten über den harten Einschaltungen, untergraben dadurch die Talwand, an der die Schichten ausstreichen, und schieben diese Wand in der Richtung des Schichtenfalles immer weiter zur Seite.

Digitized by Google

Geht man vom Schichtenbaue zu dessen Ursache, der Gebirgsbildung, zurück, so ergeben sich weitreichende, aber schwer entwirrbare Beziehungen zur Talbildung im großen. Die Störungen, durch die ein Gebirge aufgetrieben wurde, d. h. die Störungen, die dem letzten Zyklus im Sinne von Davis angehören, müssen in den Hauptzügen des Reliefs zu erkennen sein. Davis suchte der Anpassung der Talerosion an die Gebirgsbildung auch terminologisch zu folgen. Er bezeichnet alle Täler, die in tektonischen Senken verlaufen, als konsequente und jene, die dem Schichtenfalle im allgemeinen, also nicht bestimmten Strichen folgen, als frei konsequente („indefinite consequent") Täler. Die großen Juramulden wären also konsequent und die Seitentälchen, die ihnen von den Abhängen der flachen spätpliozänen Jurasättel zugehen, frei konsequent. Diese frei konsequenten Hangtäler queren die Schichten und ermöglichen die Erosion von Seitentälern zweiter Ordnung, die wiederum dem Streichen, und zwar hauptsächlich dem Streichen weicher Schichtenreihen folgen. Das sind die subsequenten Täler. Ihr Schichtenbau ist in Mulden synklin, in Gewölbekernen antiklin und in Gewölbeschenkeln isoklin. Das Juraprofil Fig. 178 zeigt bei Erschwyl zwei antikline und auf der Röthifluh ein isoklines Tälchen dieser Art. Vgl. weiter Fig. 248. Auch auf die Talbildung in flach geneigten Tafeln läßt sich Davis' Terminologie anwenden; nur ist der Beginn der Erosion hier frei konsequent.

Die großen tektonischen Talungen, also vor allem die Mulden, die aus der Faltung, und die Gräben, die aus Verwürfen hervorgingen, wurden zwar durch die Wasserläufe ausgestaltet und in einzelne Täler zerlegt, deren Gebiete durch die Ausbildung rein erosiver Nebentäler gegliedert wurden; doch bis zur Unkenntlichkeit entstellen ließ sich die ursprüngliche Anlage unter keinen Umständen. Wo die Talbildung gar nichts mit dem Gebirgsbaue zu tun hat, sich ganz diskordant zu ihm verhält, dort ist sie ein Palimpsest. In solchen Fällen rührt die Stellung der Schichten nicht von den jüngsten Störungen her, sondern ist auf ein Gebirge zu beziehen, das längst zerstört wurde und in dessen neuerdings gehobene Abtragfläche die gegenwärtige Talbildung eingreift. Die anachronistische Verknüpfung junger Täler mit alten, in einen längst abgeschlossenen Zyklus fallenden Dislokationen ist eine sehr häufige Fehlerquelle; und das Beispiel des Schweizer Jura lehrt (S. 171), daß in diesem Punkte alle Arbeiten, die sich mit der Abhängigkeit der Talbildung vom Gebirgsbaue befassen, überprüft werden müssen.

Eine paradoxe Talform stellen die Durchbruchtäler dar. Sie zerfallen in mehrere, auf grundverschiedenen Wegen entstandene Arten, sollen aber hier trotzdem im Zusammenhange behandelt werden, weil es im Einzelfalle oft sehr schwer ist, den Nachweis der einen oder der andern Bildungsweise zu führen. Leicht verständlich und feststellbar ist nur der Ursprung jener Durchbrüche, die in harten Gesteinen erodiert wurden, während die aus weichen Sedimenten bestehende Umgebung einen starken Abtrag erfuhr. Wenn eine Ebene, die von Flüssen aufgeschüttet wurde oder aus dem Meere emportauchte, gehoben und dabei von Tafeltälern zerschnitten wurde, konnte es leicht geschehen, daß ein Wasserlauf durch die Decke von Sanden und Tonen das feste Grundgebirge gerade dort erreichte und anschnitt, wo es

Digitized by Google

als Kuppe oder Schwelle aufsteigt. Die Vertiefung des Tales in dieser harten Schwelle schritt weiterhin so langsam fort, daß die Sande und Tone der Umgebung inzwischen bis unter die Oberfläche des ursprünglich verborgenen Grundgebirgszuges abgetragen werden konnten. Hält man sich dann an das gegenwärtige Relief, so ist es ganz unverständlich, wie der Fluß dazu kam, die Bodenerhebung entzweizuschneiden statt ihr in der tiefen und breiten Senke der angrenzenden weichen Schichten auszuweichen. Treffliche Beispiele dieser Art von Durchbruchtälern bietet die Donau, der im österreichischen Alpenvorlande durch den tief gelegenen Streifen der jungtertiären Sedimente der Weg vorgezeichnet wurde und die trotzdem von Passau bis Krems dreimal tief in das Böhmische Massiv eindringt.

Neben den durch eine jüngere Decke blindlings ins Grundgebirge eingeschnittenen Tälern — den epigenetischen Durchbruchtälern Richthofens — kommen andere vor, die sich aus der tiefgehenden Abtragung ihres Hinterlandes ergaben. Die Donau entspringt am Ostrande des Schwarzwaldes in einer Höhe von nur 800 *m* und fließt trotzdem quer durch den 1000 *m* hohen Wall des schwäbischen Jura zur oberdeutschen Hochebene hinaus. Weiter im Osten durchbricht die Altmühl den 600 *m* hohen fränkischen Jura, obzwar ihre Quellen in der Keuperlandschaft Frankens nur 450 *m* hoch liegen. In beiden Fällen muß die Erklärung bis auf die Zeit zurückgreifen, als die Juraformation noch das im Norden anstoßende Triasgebiet bedeckte. Damals floß die Altmühl über eine sanft gegen Süd geneigte Tafel ab. Ihr Ursprung gehörte einem Gebiete an, das, wie der Schichtenfall erweist, höher emporgehoben wurde als der Landstrich im Süden und das daher auch stärker von der Atmosphäre angegriffen wurde. Das feste Kalkdach des weißen Jura fiel hier zuerst der Zerstörung anheim und sein Rand wurde von der abgedeckten Trias weg als Landstufe immer weiter gegen Süd zurückgeschoben. Während nun die Altmühl ihr gewundenes Tal in dem übriggebliebenen Jurastreifen vertiefte, wurden im Norden die weichen Schiefertone und Sandsteine des Keupers viel rascher abgetragen als der Scheitel des klüftigen und daher schwer angreifbaren Kalkzuges. Das Ergebnis dieses ungleichmäßigen Abtrages war im Falle der Altmühl wie in dem der obersten Donau die Bildung eines Durchbruchtales.

Bei einer früheren Gelegenheit war davon die Rede, daß die Kreideformation Englands südlich von London beulenförmig aufgetrieben ist. Die Ränder der Schwelle, die North und South Downs, sind sanft nach außen geneigte Züge von Schreibkreide, deren Schichtenkopf als auffällige Landstufe die beckenartige Einsenkung des Weald umschließt (S. 146). Doch gerade in diesem Becken, in dem die Sande und Tone der unteren Kreide, die Wealdenschichten, periklin zutage treten, entspringen sieben Flüsse und alle sieben brechen radial durch den erhöhten Kreidegürtel hindurch. Die Erklärung ist auch hier darin zu suchen, daß die Kalkdecke zuerst von der Höhe der Schwelle verschwand und daß dann infolge der geringen Widerstandsfähigkeit der aufgeschlossenen Sande und Tone das Wealdenbecken im Rahmen des Kreidekalkes ausgeräumt wurde. Es ist aber auch möglich, daß der Auftrieb des Weald und die Zerstörung seines Kalkdaches

Digitized by Google

einem abgeschlossenen Zyklus angehören und daß die gegenwärtige Talbildung durch eine neuerliche Hebung der Abtragfläche eingeleitet wurde. Die ungleiche Resistenz der Gesteine mußte auch unter diesen Umständen zur Anlage einer zentralen Senke und eines erhöhten, von den Wasserläufen gekerbten Randes führen.

Durchbrüche wie die der Wealdenflüsse, der Altmühl, der Donau sind sehr häufig. In den Alpen wurden sie in großen Verhältnissen angelegt. Als diese stark gestörte Erdscholle, deren Schichtenbau auf einen wiederholten Wechsel von Auffaltung und Verebnung hinweist, im jüngeren Tertiär zum letzten Male gehoben wurde, setzte die gegenwärtige Talbildung ein. Die Kerne und Züge des Grundgebirges waren schon am Beginne dieses Zyklus zum größten Teile bloßgelegt. Da sie die stärkste Hebung erfuhren, bildeten sie im allgemeinen auch die Hauptwasserscheiden. In den Ostalpen, wo das Grundgebirge als Mittelstreifen zutage tritt, besteht sein Nordrand vom Unterinntal bis zum Ennstal aus einem breiten Zuge paläozoischer Schiefer. Da dieser weiche Schieferzug tiefer abgetragen wurde als die anstoßenden Kalkalpen, bildet er eine streichende Senke zwischen diesen und den Tauern. Somit erscheinen die Täler, die aus dem Schieferzuge quer durch die Kalkalpen ins Vorland hinaus ziehen, als Durchbruchtäler, deren Bildung so zu erklären wäre wie die der Downstäler. Das trifft für das Tal der Kitzbichler Ache in der Tat zu; und auch die Saalach und Salzach müssen anfänglich Quertäler von der Art des Achentales erodiert haben. Man ging jedoch noch weiter und verlegte den Ursprung aller dieser Quertäler auf die Nordabdachung der Tauern. Nach Wähner[1]) soll die große Längentalung am Tauernrande nachträglich durch seitliche Zuflüsse der Quertäler im Streichen erodiert worden sein. Sie wäre also nichts weiter als eine Flucht sekundärer (subsequenter) Längentälchen, die sich durch die Erniedrigung und Abräumung von Talwasserscheiden aneinander schlossen. Gegen diese Auffassung spricht die streng einheitliche Anlage der ganzen Furche[2]) und der Umstand, daß sie einem Grabenbruche folgt. Dieser Graben dürfte allerdings schon in der Kreidezeit entstanden sein, also einem längst abgeschlossenen Zyklus der Gebirgsbildung und Erosion angehört haben; da aber auch in der jüngsten Tertiärzeit noch ansehnliche vertikale Verschiebungen in ihm stattfanden, ist anzunehmen, daß hier auch im Beginn des jüngsten Zyklus ein geschlossener Talzug vorhanden war. Jenseits der Tauern bildet ja das Puster- und Drautal jetzt noch eine solche Furche.

Wenn die Ursalzach im Sinne Wähners ihre Quellbäche auf dem Hauptkamme zwischen dem Mallnitzer und dem Radstädter Tauern gesammelt hätte, müßten Gastein, Großarl, Kleinarl und das Quertal der obersten Enns gegen die Salzachstrecke St. Johann—Werfen zusammenlaufen. Sie steigen jedoch parallel in die große Längentalung herab und haben mit dem Beginne des Salzachdurchbruches bei St. Johann ebensowenig zu tun wie Stubach, Kaprun und Rauris mit der Bresche von Zell am See und Habach, Hollersbach und Velbertal mit dem Passe Thurn, wo das Quertal der Kitzbichler

[1]) Geologische Bilder von der Salzach. 1894.
[2]) Vgl. Ravensteins Ostalpenkarte.

Digitized by Google

Ache entspringt. Jede Übersichtskarte lehrt, daß die nördlichen Tauerntäler samt und sonders vom großen Tauerngraben und nur von diesem Graben abhängen. Westwärts ändern sich die Verhältnisse in der lehrreichsten Weise. Hier liegt der Ursprung des Zillertales wirklich seit dem Beginne der Talbildung auf dem zentralen Granitzuge; und so lassen denn auch die Hochtäler des Sammelgebietes, die Gerlos, der Zillergrund, der Zemmgrund und der Tuxer Grund, die richtige fächerförmige Anlage erkennen.

Sobald man den Tauerngraben als ein altes, ursprünglich geschlossenes Längental gelten läßt, ist der Eintritt der Salzach in ihr Quertal sowie die Bresche des Zeller Sees, die zur Saalach führt, nur aus Verschiebungen der Wasserscheide abzuleiten. Salzach und Saalach müssen früher, gerade so wie die Kitzbichler Ache noch jetzt, in dem paläozoischen Schieferzuge nördlich vom Tauerngraben entsprungen sein und durch einen ihrer Quellbäche den wasserscheidenden Rücken soweit erniedrigt haben, daß schließlich das große Längental angeschnitten und sein Fluß nordwärts abgelenkt wurde. Das geschah im Ausgange der Tertiärzeit. Nachher wurden die Täler durch den Gletscherschurf so vertieft und erweitert, daß sich jetzt nicht mehr entscheiden läßt, ob der Durchbruch bei St. Johann oder der bei Zell am See zuerst erfolgte. Bemerkenswert aber ist es, daß die Kitzbichler Ache auf dem Passe Thurn sehr nahe daran war, einen dritten Durchbruch herzustellen. Der Paß Thurn (1273 *m*) liegt nur 470 *m* über dem Pinzgauer Talboden; vor der Eiszeit aber dürfte die Überhöhung kaum mehr als 200 *m* betragen haben, denn der Paß Thurn wurde ja nur von einem schwachen Arme des Salzachgletschers überströmt und daher bei weitem nicht in dem Maße ausgeschürft wie der Pinzgau. Jedenfalls ist der Ursprung der Kitzbichler Ache insofern von großem theoretischen Interesse als er einen nur halb gelungenen Durchbruch veranschaulicht. Saalach und Salzach waren anfänglich auch Achen gleich der von Kitzbichl.

Durch das mit der Anbahnung des Endgefälles verbundene Zurückgreifen der Erosion und durch die Abtragung von Wasserscheiden mögen viele Durchbruchtäler entstanden sein, zumal solche, die aus großen streichenden Talungen abschwenken. Doch wird sich im Einzelfall die Frage, ob Durchbrüche infolge rückläufiger Erosion oder Quertäler mit einer Reihe untergeordneter, im Streichen erodierter Seitentäler vorliegen, nicht oft mit Sicherheit beantworten lassen. Wie Wähner in den Ostalpen, so entschied sich vor kurzem Lugeon in den Westalpen für den zweiten Erklärungsversuch, ohne irgendeinen stichhaltigen Grund anführen zu können.[1]) Lugeon fand auch, daß sich in den französischen Voralpen die Durchbrüche zumeist dort einstellen, wo die Falten im Streichen abschwellen und somit den Flüssen durch breite Quermulden Auswege boten. Doch hier wird wieder einmal die gegenwärtige Talbildung mit der Gebirgsbildung eines verflossenen Zyklus in Verbindung gebracht. Darauf deutet schon die Beobachtung hin, daß die Arve, die Rhone und die Isère knapp neben Quermulden dort durchbrechen, wo die Schichtensättel am stärksten anschwellen.

Die Verschiebung von Wasserscheiden kommt nicht nur in Quertälern

[1]) Sur l'origine des valleys des Alpes occidentales. Annal. de Géographie. 1901.

Digitized by Google

vor, sondern kann unter günstigen Umständen auch von seitlichen, im Streichen erodierenden Zuflüssen von Quertälern bewirkt werden. Solche Zuflüsse vertiefen ihre Täler und Tälchen oft so rasch, daß sie ältere Quertäler von der Seite anschneiden und deren Flüsse des Oberlaufes berauben. Dann bilden sich Längentalungen aus wie die, welche Davis südwestlich von Châlons zwischen der oberen Marne und Aube, und Penck im Quellgebiete der Donau verfolgte.[1]) Von alten, einheitlichen, tektonischen Längentälern werden sich solche sekundäre Talreihen in der Regel leicht unterscheiden lassen.

In Gebieten, deren Bau nur durch geologische Übersichtsaufnahmen oder Rekognoszierungen bekannt wurde, ist man bei der Erklärung der Durchbruchtäler ganz auf Vermutungen angewiesen. Wo große tektonische Furchen mit Durchbrüchen in Verbindung stehen wie der syrische Grabenbruch mit den Quertälern des Orontes und Leontes, oder wo Gebirge, die von feuchten Dauerwinden überstrichen werden und daher eine richtige Wetterseite besitzen, so gekerbt sind, daß die Hauptwasserscheide hinter ihnen auf der Trockenseite verläuft, wie in den patagonischen Anden und im Himalaja, dort gewinnt die Annahme einer rückläufigen Erosion immerhin eine gewisse Wahrscheinlichkeit.

Manche Flüsse kommen aus weiter Ferne an ein Gebirge heran und durchbrechen es in seiner ganzen Breite. So hat der Rhein und die Maas den großen Horst des Rheinischen Schiefergebirges, die Donau den Banater Gebirgszug, die Aluta die Transsylvanischen Alpen, der Isker den Balkan entzweigeschnitten. In solchen Fällen — ob es sich nun um Horste oder um Faltenzüge handelt — nimmt man an, daß die Flüsse älter sind als die durchbrochenen Gebirge und daß sie ihre Täler in demselben Maße vertieften, in dem die Gebirge emporstiegen. Auf diese Erklärung, die übrigens nicht nur für ganze Gebirge, sondern auch für die jüngeren Randketten von Gebirgen gilt, verfiel zuerst Medlicott im Himalaja, dann unabhängig von ihm Hayden und Powell im Felsengebirge und Tietze in den Karpaten. Bei der Anwendung der Theorie kann man leicht den Fehler begehen, die junge Hebung, mit der die Talerosion gleichen Schritt halten mußte, auf den Gebirgsbau, der von sehr alten Störungen herrühren mag, zu beziehen. Daß in jüngster Zeit noch ein Auftrieb stattfand, wird oft gar nicht aus den tektonischen Verhältnissen, sondern nur aus der Zertalung zu erschließen sein. Unter solchen Umständen ist ein Zirkelschluß nicht zu umgehen.

Nach Tietze und seinen Vorgängern ist die Talerosion der Gebirgsbildung unbedingt überlegen. Bei dieser Annahme wird jedoch außer acht gelassen, daß selbst eine mit der äußersten Langsamkeit aufsteigende Schwelle jeden querlaufenden Fluß durch die Schwächung des Gefälles zum Geschiebeabsatz und zur Verlegung des Bettes anhält. Auf der Leeseite der Schwelle wird die Erosion allerdings durch die Steigerung des Gefälles verschärft, doch ehe der Einschnitt, der hier entstehen könnte, quer durch

[1]) Vgl. Davis, La Seine, la Meuse et la Moselle, Annal. de Géographie, 1895, Nr. 19, und Penck, Talgeschichte der obersten Donau. Schriften d. Ver. f. Gesch. des Bodensees. Lindau 1899.

Digitized by Google

die ganze Schwelle zurückgreift, ist der gestaute Fluß auf der Luvseite längst aus seinem zugeschütteten Bette ausgebrochen. Nur dort, wo er keinen Ausweg findet, wo er also schon vor dem Beginne der Hebung ein Tal erodiert hatte, das ihn nun während der Hebung festhält, kann er den rückläufigen Schnitt durch die aufsteigende Schwelle vertiefen und dann auch die gestaute und verschüttete obere Talstrecke wieder ausräumen. Jeder Stillstand in der Gebirgsbildung läßt dem Flusse Zeit zu einer solchen Ausräumung. Darum braucht auch das Tal, das er vorher erodiert hatte, nicht einmal sonderlich tief gewesen zu sein. Die Theorie fordert ja nur, daß der Wasserlauf nicht gleich durch den Beginn der Gebirgsbildung zum Ausbrechen gezwungen wird.

Die „Antezedenz" von Flüssen gegenüber einer Faltung wurde zuerst von Medlicott im Himalaja nachgewiesen. Dort stellte sich heraus, daß die 2000 *m* hohe Randkette von denselben Flüssen durchbrochen wird, die früher aus dem Hochgebirge den Schutt herabgebracht hatten, aus dem die Schichten der Randkette bestehen. Dreißig Jahre später fand Futterer in den Karnischen Voralpen Anhaltspunkte zu einer einwandfreien Entscheidung der Frage, ob ein Gebirge durch ältere Flüsse (Antezedenztheorie) oder durch rückläufige Erosion (Regressionstheorie) entzweigeschnitten wurde.[1] Fand eine rückläufige Erosion statt, so müssen allfällige Schotterablagerungen am Ausgange der Durchbrüche zu unterst nur aus den Gesteinen des durchbrochenen Walles und erst in den oberen Lagen auch aus Gesteinen des Hinterlandes bestehen. Im Falle der Antezedenz dagegen führen umgekehrt die älteren Lagen nur Geschiebe aus dem Hinterlande und erst in den oberen wird sich neben dem Schutte des Hinterlandes der des durchbrochenen Walles einstellen. Wo Schotter vorhanden sind und wo sich diese Schotter des Gebirgsrandes wirklich mit Sicherheit auf die Durchbruchtäler beziehen lassen, dort ist Futterers Auskunftsmittel sehr wertvoll. In dem bestimmten Falle, von dem Futterer ausgeht, müßte allerdings noch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß der Bau der durchbrochenen Kreidekette in den Karnischen Voralpen von Störungen herrührt, die einem älteren Zyklus angehören als die gegenwärtigen Täler.

7. Der Gletscherschurf.

Ramsay, On the glacial origin of certain lakes. Quart. Journal Geol. Soc. 1862, 186.
Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. 1882.
Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882.
Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde, Leipzig. 1883.
Heim, Handbuch der Gletscherkunde. 1885.
Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1885, III. H. (bes. das Schlußkapitel über Glazialerosion).
Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. 1886.
Blümcke u. Finsterwalder, Zur Frage der Gletschererosion. Sitz.-Ber. d. bayr. Ak. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1890.
Mac Gee, Glazialcañons. Journal of Geology, II.

[1] Zitiert S. 269.

Digitized by Google

Brückner, Du Pasquier, Penck, Le système glaciaire des Alpes. 1894.
Richter, Geomorpholog. Beobachtungen aus Norwegen. Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl. 1896.
Finsterwalder, Der Vernagtferner. 1. wiss. Erg.-Heft zur Ztschr. d. D.-Ö. Alp.-Ver. 1897.
Baltzer, Studien am Unter-Grindelwaldgletscher. Denkschr. d. schweiz. naturforsch. Ges. 1898.
Blümcke u. Hess, Untersuchungen am Hintereisferner. 2. wiss. Erg.-Heft z. Ztschr. d. D.-Ö. Alp.-Ver. 1899.
Davis, Glacial Erosion in France, Switzerland and Norway. Boston Soc. of Nat. Hist. 1900, 273.
Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erg.-Heft 132, 1900.
Böhm, Geschichte der Moränenkunde. Abh. d. Wiener Geogr. Ges. 1901.
Penck u. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Seit 1901.
Penck u. Richter, Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer d. Internat. Geol. Kongresses, Wien. 1903, Nr. XII.
Hess, Die Gletscher. 1904.

Ob die Gletscher erodieren oder nicht, war vor zwanzig Jahren noch eine heiß umstrittene Frage; und wer das seither verklungene Für und Wider noch einmal in seiner vollen Lebhaftigkeit vernehmen will, braucht nur den trefflichen polemischen Schluß von Böhms Arbeit über den Ennsgletscher nachzuschlagen. Heutzutage wird die glaziale Erosion von keinem Sachkenner mehr in Zweifel gezogen. Nur darüber, wie sie erfolgt und wie weit sie geht, sind die Ansichten noch immer nicht recht geklärt. Es führen verschiedene Wege an diese Fragen heran. Für den Geologen ist der nächste und wichtigste die Untersuchung der Strombetten und der Moränen. Der Gletscher führt Grund-, Deck- und Innenmoränen. Die Grundmoräne, die dem Tafelgletscher und dem Inlandeise ebensowenig abgeht wie dem von Felskämmen umrahmten Talgletscher, erfüllt als „Trübe" die unterste Eislage mit einem strukturlosen Gemenge von Schleifschlamm und Gesteinssplittern, Scherben und Blöcken. Die größeren Trümmer reiben sich am Felsboden und aneinander zu Scheuersteinen ab, die sich durch ihre unregelmäßigen, wirr gekritzten Schliffflächen von allen anderen Geschieben unterscheiden. Die Herkunft dieser Scheuersteine wurde jüngst wieder etwas verdunkelt. Im Anschlusse an Finsterwalders Theorie der Gletscherbewegung leiten manche die Grundmoräne von dem Schutte ab, der sich am oberen Firnrande unter Felshängen ansammelt. Dieser Randschutt muß infolge der von Jahr zu Jahr wachsenden Bedeckung mit Schneelagen den Stromfäden in die Tiefe folgen und bis zum Gletscherende hinab in der untersten Eislage verbleiben. Es läßt sich nicht bestreiten, daß die Grundmoräne unter gewissen, aber nicht oft gegebenen Umständen eine Zufuhr von solchem Randschutt erhalten kann; in der Regel aber lassen die steilen obersten Firnhänge den Schutt über die verschneite oder offene Randkluft hinweg in die Firnmulde hinabfahren, aus der die Stromfäden in die mittleren und oberen Lagen der Gletscherzunge ziehen. Übrigens stimmen viele Talgletscher mit den Tafelgletschern darin überein, daß ihr Firn gar keinen Randschutt erhält. Sehr lehrreich ist die Moränenführung der Pasterze.[1]) Das Strombett dieses großen Gletschers liegt fast der ganzen

[1]) Vgl. die geologische Karte der Großglocknergruppe in der Ztschr. d. D.-Ö. Alp.-Ver. 1898, S. 37.

Digitized by Google

Länge nach im Kalkglimmerschiefer, der hier das Hauptgestein der Tauern bildet. Nur der oberste, zum Johannisberg ansteigende Firn bedeckt nordwestlich von der Linie Romariswandkopf—Bärenkopf I den Glimmerschiefer, der südostwärts fallend den Kalk unterteuft und im Westen den Granit im Ursprung des Kalser und Stubachtales überlagert. Dieser von Aplitgängen durchschwärmte Schiefer schaut nur unter dem Gipfel des Johannisberges mit zwei winzigen Felsaugen aus dem Pasterzenfirn hervor, und trotzdem kommen in der Stirnmoräne und sogar in der linken Ufermoräne unter der Franz Josef-Höhe sehr häufige Scheuersteine des auffälligen weißen Aplits vor. Sie beweisen, daß der Gletscher schon in der obersten Firnmulde erodiert, und zwar nicht nur schleift und scheuert, sondern auch Trümmer aus dem Felsgrunde herausbricht. Blümcke und Finsterwalder haben durch ihre bekannten Versuche gezeigt, daß der Frost von einer Felsfläche, deren Eisdecke durch wechselnden Druck bald verflüssigt, bald wieder verfestigt wird, feine Schüppchen absprengt. Seither ist man geneigt, auf dem Gletscherboden häufige, mit der strömenden Eisbewegung zusammenhängende Druckschwankungen vorauszusetzen und daraus eine subglaziale Verwitterung durch Spaltenfrost und durch feinsplitternden Oberflächenfrost abzuleiten. Auf dem Grunde eines in 3000 *m* Höhe flach ausgebreiteten Firnfeldes sind jedoch solche Druckschwankungen und Verflüssigungen nicht recht möglich. Man kommt da kaum ohne die Annahme aus, daß der Gletscher durch seinen Druck den Zusammenhalt des Gesteines, über das er sich hinwegschiebt, längs den Klüften lockert und bald da bald dort ein Stück herausbricht. Das ist auch das Ergebnis der Untersuchungen Baltzers an der Zunge des Unteren Grindelwaldgletschers. Dort ließ sich zeigen, daß der grobgebankte strukturlose Malmkalk vom Gletscher abgeschliffen, dagegen jede Einschaltung von geschiefertem oder sonstwie durch Druck verändertem Kalk splitterig erodiert wurde. Der Gletscher hat den Fels an solchen Stellen nur dadurch angegriffen, daß er kleine und große Bruchstücke, darunter Trümmer bis zu einem Raummeter, lossprengte. Da die splitterigen Flächen keine Hohlkehlen zwischen den glatten bilden, müssen die beiden Arten der glazialen Erosion ungefähr in demselben Maße gewirkt haben.[1])

Der schleifende und der splitternde Gletscherschurf lassen sich zwar überall auseinanderhalten, schließen sich aber keineswegs gegenseitig aus. Man findet oft genug mitten in einer vollkommenen Schlifffläche rauhe Narben, die von ausgebrochenen Scherben herrühren. Unter dem Firn muß sogar unter allen Umständen, ob nun das Gestein geschiefert oder ungeschiefert ist, die splitternde Erosion vorangehen, denn solange der Gletscher keine Grundmoräne hat, kann er sein Bett nicht erheblich abschleifen.

Wo der Gletscher aus dem Nährgebiete, dem Firnfelde, in das Zehrgebiet, die Zunge, übergeht, bleibt die Grundmoräne links und rechts als Schmelzrückstand der beiden Eisränder in einem schmalen Saume liegen und vermengt sich dabei mit dem von den Talwänden herabgestürzten Uferschutt. Die Hauptmasse der Grundmoräne wird jedoch im Eisstrome

[1]) Vgl. die Abbildungen bei Baltzer a. a. O., bes. Taf. VII und IX.

Digitized by Google

fortgeschoben und schmilzt endlich, nachdem sie den Felsgrund geschliffen und mit parallelen Kritzen und Schrammen überzogen hat, unter dem Abschwunge der Zunge aus. Greift die vom Boden ausgehende Schmelzung die unterste Eislage stark an, so wird schon innerhalb des Zungenrandes ein Teil der Grundmoräne frei. Da sich manche Gletscherenden in Hallen vom Boden abheben, kann sich der ausgeschiedene Grundschlamm stellenweise zu Fladen, den Drumlins der Amerikaner, ansammeln. Zumeist aber wird er vom Schmelzwasser entführt oder vom Eise am Zungenrande freigegeben. Hier trägt er dann zum Aufbau der Stirnmoräne bei oder setzt sie wohl auch, wenn der Gletscher keinen Oberflächenschutt führt, allein zusammen. Die kuppigen Blockwälle vor dem Ende von Talgletschern sind immer aus Grundschlamm, Scheuersteinen und rohen Bruchstücken gemischt. Die unbearbeiteten Rohkanter gehören insgesamt dem Schutte an, der von der Rückwand des Tales auf den Firn oder von den Seitenwänden auf die beiden Gletscherränder fiel. Die Schuttstreifen auf den Rändern des aperen Eisstromes bilden die Seitenmoränen: die ursprünglichen Oberflächen- oder Deckmoränen. Schwindet der Gletscher, so bleibt auf nicht allzu steilen Hängen ein Teil der Seitenmoräne vermengt mit dem ausgeaperten Grundschlamm als Ufermoräne zurück (Fig. 249). Der Schutt, der auf den Firn fällt, wird durch den nächsten Schneefall zugedeckt und gerät auf seiner Wanderung Winter für Winter tiefer unter die Oberfläche, also um so tiefer, je näher am oberen Firnrande er liegen blieb. So kommt es, daß der äußerste Randschutt in den untersten Eislagen verfrachtet wird und daher erst kurz vor dem Gletscherende ausapert, während die Blöcke, die über den Firnrand hinweg weit in die Firnmulde hinabschossen, unter der Firnlinie bald wieder zum Vorschein kommen. Ein Felsgipfel oder eine Felsrippe der Rückwand liefert demnach einen Schuttstreifen, der auf der Gletscherzunge in demselben Maße, in dem die tieferen Blocklagen ausapern, an Stärke und Breite zunimmt. Ist die ganze Rückwand felsig, dann überzieht sich das Gletscherende oft in seiner ganzen Breite mit dem ausschmelzenden Firnschutte. Dieser Schutt besteht ebenso aus Rohkantern und gehört ebenso zu den Deckmoränen wie die Seitenmoränen; nur ist er keine ursprüngliche, sondern eine ausgeaperte Deckmoräne, da er als Innenmoräne aus dem Firn, unter der Firnlinie durch, auf den Gletscherrücken gelangte.

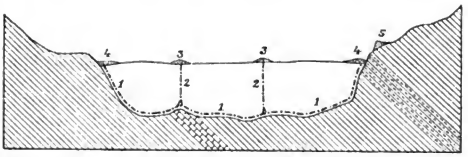


Fig. 249. Gletscherprofil. 1 Grundmoräne, 2 Scheidemoräne, 3 Mittelmoräne, 4 Seitenmoräne, 5 Ufermoräne.

Eine andere Art von Innenmoränen ergibt sich aus dem Baue der zusammengesetzten Gletscher. Vereinigen sich in einer Talgabel zwei einfache

Digitized by Google

Gletscher oder empfängt der Hauptstrom von den Talwänden herab Zuflüsse, so bildet je ein Paar zusammenstoßender Seitenmoränen eine Mittelmoräne, die mit den übrigen Deckmoränen auf dem Gletscherrücken weiter geschafft wird. Die Rohkanter einer solchen Mittelmoräne sind aber immer mit Scheuersteinen und Grundschlamm vermengt und an Spaltenwänden zeigt sich, daß reine Grundmoräne in der Form einer steilen Scheidewand zwischen den zwei verdrückten und zusammengeschweißten Gletschern in die Tiefe niedergeht. Darum könnte man diese Art von Innenmoränen füglich als Scheidemoränen bezeichnen. Sie apern talabwärts immer stärker aus, so daß sich die Scheuersteine und der Schlamm gegen das Gletscherende hin in den Mittelmoränen anreichern. Wie durch den Zusammenfluß zweier Gletscher so kann auch durch die Wiedervereinigung zweier Arme, die eine Erhebung des Strombettes schied, eine Scheidemoräne zustande kommen. (Finsterwalder.) Ein Eisstrom, der mehrere Zuflüsse aufnahm, bildet ein ganzes System zusammengeklappter und verquetschter Synklinalen und die Grundmoräne, die ja alle Muldenbiegungen mitmacht, steigt zwischen je zwei Synklinalen als Scheidemoräne empor. Es wurde aber auch der Fall beobachtet, daß ein Nebengletscher vom Hauptgletscher nicht an die Wand gedrückt, sondern in aller Form überschoben wird oder auch, daß er selbst sich auf den Hauptgletscher hinaufschiebt. In beiden Fällen wird die Scheidemoräne keine steile Mauer bilden, sondern längs einer flachen Überschiebung aufsteigen.

Aus dem Schuttinhalte von Scheidemoränen suchte Heß den Betrag der Gletschererosion zu berechnen.[1]) Er ermittelte zunächst die Schuttmenge, die in 10 Tagen auf einer bestimmten Strecke der großen Mittelmoräne des Hintereisgletschers ausaperte, und bestimmte dann nach dem Betrage der Abschmelzung den Flächenraum der Scheidemoräne, auf den der Schutt entfiel. Daraus ergab sich eine Schuttstärke von 15 dm^3 und bei einer späteren Messung von 26 dm^3 auf 1 m^2 der senkrechten Fläche. Wenn der größere Wert für die ganze Scheidemoräne gälte, müßte der Hintereisgletscher sein Firnbecken jährlich um 4—5 cm abschürfen. Dieser Betrag ist jedoch von einer so unwahrscheinlichen Höhe, daß man gut tun wird, das Ergebnis weiterer Messungen abzuwarten. Immerhin hat Heß einen gangbaren Weg zur Bestimmung der Gletscherarbeit gefunden.

Der gesamte Schutt, der von den Talwänden auf den Gletscher herabstürzt oder als Innen- und Scheidemoräne aus dem abschmelzenden Eisrücken zutage tritt, strandet schließlich unter dem Abschwung der Zunge und schüttet dort im Vereine mit der austretenden Grundmoräne den Wall

Fig. 250. Eisrand. x Felsgrund, 1 Grundmoräne, 2 Innenmoräne, 3 Deckmoräne, 4 Stirnmoräne, 5 Schotterfeld.

[1]) Mitt. d. D.-Ö. Alp.-Ver. 1903, S. 292, und 1905, S. 107.

Digitized by Google

der Stirnmoräne auf. Das durch den Schleifschlamm getrübte Schmelzwasser des Gletschers sucht sich in einem Netz von Rieseln oder auch zum Bach vereinigt Auswege zwischen den aneinander gereihten Blockhaufen und lagert den Schutt, den es fortbringt, außerhalb der Stirnmoräne wieder ab. Wo immer ein Gletscher auf flachem Boden endet, heftet sich ein Schotterfeld (Gries, nordisch Sandr) an die Außenseite der Stirnmoräne.

Wenn ein Gletscher anschwillt und vorrückt, kann er entweder seine Stirnmoräne vom Boden abschürfen und weiterschieben oder auch über sie hinwegströmen. Im zweiten Falle stellt er aus dem Schutte elliptische, in der Stromrichtung ausgezogene Kuppen her, die gleich den subglazialen Grundmoränenfladen als Drumlins bezeichnet werden. Ob ein Drumlin der einen oder der andern Art — ein Grund- oder ein Randdrumlin — vorliegt, ist bei Talgletschern leicht zu entscheiden. Grunddrumlins bestehen nur aus Blocklehm, Randdrumlins dagegen auch aus Rohkantern. Wo ein Gletscher schwindet und zurückgeht, apert im Rahmen der hufeisenförmigen Ufermoräne, die sich aus der alten Stirnmoräne und den gestrandeten Seitenmoränen zusammensetzt, das Strombett aus. Es ist oft mit den Resten einer Grundmoränendecke überzogen, mit Rohkantern bestreut und weist manchmal auch Drumlins auf. Die häufigen, mit Moränenschutt verstopften Riesentöpfe, die im Felsgrunde ausgewirbelt wurden, sind fossile Gletschermühlen.

Dieselben Verhältnisse lassen sich in riesenhafter Vergrößerung im Abschmelzbereiche der diluvialen Eisströme und Eisdecken nachweisen. Die Stirnmoränen, die damals vor schwankenden Gletscherrändern entstanden, bilden jetzt noch breite, aus konzentrischen Schuttwällen zusammengesetzte, mit Moränenseen ausgestattete Gürtel, die bisweilen eine Höhe von mehreren hundert Metern erreichen; und die Schotterfelder, die von solchen Moränengürteln ausgehen, nehmen, wie früher in der Übersicht der Diluvialformation gezeigt wurde, weite Landräume ein.[1]) Innerhalb des Moränengürtels liegt ein Gebiet, das — so weit es nach dem Rückzuge des Eises nicht von einem See eingenommen und mit dessen Sedimenten überzogen wurde — eine oft mehrere Meter mächtige Grundmoränendecke trägt. Manchmal wird diese einförmige Decke von radial auseinander laufenden Drumlinzügen und langgestreckten Åsern überragt. Die Åser oder Esker sind schmale Sand- und Schuttstreifen, die sich spitzwinkelig verzweigen und stellenweise deutlich geschichtet sind. Sie lassen sich nur von dem Schmelzwasser ableiten, das auf der Oberfläche des Eises zu Rieseln und Bächen zusammenrann, Furchen erodierte und darin den entführten Deckmoränenschutt absetzte.[2])

Vor den Enden unserer gegenwärtigen Alpengletscher breitet sich die Grundmoränendecke mit den aufgestreuten Rohkantern nur wie ein dünner und lückenhafter Schleier über das verlassene Strombett aus. Der Felsgrund ist der Untersuchung überall zugänglich und läßt die Arbeitsweise des Gletschers aufs deutlichste erkennen. Was einem zuerst auffällt, ist, daß das Strombett selbst bei starkem Gefälle nie zur Furche wird. Sein Boden ist immer ver-

[1]) Vgl. S. 131.

[2]) Crosby, The origin of Eskers. Boston Soc. Nat. Hist. 1902, S. 375.

Digitized by Google

ebnet, doch gleicht die Verebnung nirgends einer glatt abgehobelten Fläche, sondern löst sich überall in flachscheitelige Felsköpfe, die Rundhöcker, auf. (Vgl. Fig. 254.) Ob das Gestein hart oder weich, körnig oder schieferig, klüftig oder kluftarm ist; ob die Erosion vorzugsweise splitternd oder schleifend wirkte: die Rundhöcker fehlen nie. Es ist ein weit verbreiteter Irrtum, daß ihre Bildung von Härteunterschieden, zumal von einer ungleich tief eingedrungenen Verwitterung des Gesteines abhängt. Wo auf kleinem Raume sehr bedeutende Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit des Bodens nachweisbar sind, wo z. B. harte, feinkörnige Aplitgänge in weichen, blätterigen Schiefern aufsetzen, läßt sich oft mit voller Sicherheit erkennen, daß die Rundhöcker ohne jede Rücksicht auf Hart und Weich herausgedrechselt wurden. Es kann nur mit der Eisbewegung, mit der Art des Strömens und mit örtlichen Druckunterschieden zusammenhängen, daß der Gletscher stellenweise kräftiger schürft, die Zwischenräume dieser Stellen kuppenförmig hervortreten läßt und so den Felsboden zum Rundhöckerfelde prägt. In der Form stehen die Rundhöcker begreiflicherweise den Drumlins sehr nahe. Sie sind zumeist in der Stromrichtung elliptisch ausgezogen und weisen eine sanft ansteigende Prall- und eine steil abfallende Rückseite auf. Geschliffen und geschrammt sind sie hüben wie drüben und die rauhen Gruben, die den Schliff bisweilen unterbrechen, erregen insofern Interesse, als sie das Einsetzen der splitternden Erosion bezeugen. Daß die Rückseite der Rundhöcker nicht geschliffen wurde, sondern brüchig blieb, wie man so oft hört, ist nicht richtig. Frische Rundhöcker sind auf allen Seiten geschliffen. Da sich aber ihre Oberfläche unter dem Einflusse der Temperaturschwankungen schalig absondert und diese Absonderung gerade an den Abfällen der Verwitterung den Angriff erleichtert, bleibt der Schliff nur auf dem Scheitel der Felsköpfe erhalten, während er an den Rändern, zumal auf der steilen Rückseite, sehr bald zerfressen und weggenagt wird.

In den Gebieten der eiszeitlichen Vergletscherung erheben sich über den höckerig abgeschliffenen Boden nicht selten vereinzelte auffällige Felsrücken, die gleichfalls die Spuren des Gletscherschurfs bewahrten. Solche Rippen entstanden dadurch, daß die glaziale Erosion harte und feste Gesteinszüge aus einer Umgebung von geringerer Resistenz herausarbeitete.

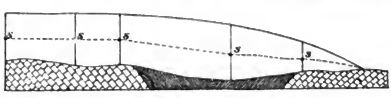


Fig. 251. Schwerpunktlinie einer Gletscherzunge. Beckenschurf in weichem Gestein.

Umgekehrt begünstigten in schwer angreifbarem Gelände alle Sporaden von weichen oder klüftigen oder stark geschieferten Felsarten die Ausschürfung von Becken. Die großen skandinavischen Seen gehören zum großen Teil den ins kristalline Grundgebirge eingeklemmten Silurstreifen an. Die Möglichkeit des Beckenschurfes ergibt sich aus der weitgehenden Unabhängigkeit der Eisbewegung vom Gefälle des Strombettes. Eine Gletscherdecke, die wie das grönländische Binneneis unter der eigenen Last allseitig in die Breite geht,

Digitized by Google

richtet sich in ihrem Abflusse nicht nach den Neigungsverhältnissen des Bodens, sondern nach ihrer eigenen Massenverteilung, genauer gesagt: nach der Neigung der Schwerpunktlinien in den einzelnen Radialprofilen.[1]) Solange die Linie $s^1 s^n$ ein Gefäll besitzt, folgt ihr das strömende Eis, ohne sich durch wagrechte Flächen oder durch Bodenschwellen aufhalten zu lassen. Ein Gletscher kann also Becken durchmessen und daher auch Becken erodieren.

Was das Eis in zertalten Gebirgen leistete, wo es bestimmte Wege einschlagen und einhalten mußte, ergibt sich am besten aus den Spuren der diluvialen Alpengletscher. Die obere Grenze dieser Spuren ist sehr oft an dem Zusammentreffen des Rundhöckerschliffes der Talwände und der rauhen Abbruchformen der oberen, zu den Graten emporsteigenden Hänge zu erkennen. Unter der Schliffgrenze, an der manchmal auch eine Schliffkehle eingekerbt ist, wird die ursprüngliche Talfurche gewöhnlich zum Uförmigen Troge. Diese rein glaziale Hohlform, die besonders in den engen Hochtälern auffällt, ergibt sich aus der Steigerung des Druckes und Schurfes, der die Seitenwände des Gletscherbettes gegen die Sohle hin unterliegen. In jedem Punkte des Gletscherprofiles Fig. 252 ist das Maß des Wandschurfes dem in der Normalen wirkenden und durch die Länge der Pfeile bezeichneten Drucke, und dieser wieder der jeweiligen Mächtigkeit des Eises proportional. Es muß daher aus dem Profile *abg* das Profil *abg'* und zum Schlusse der Trog hervorgehen. Der Gletscher frißt sich tatsächlich in den Talgrund ein. Mac Gee, der alle neuerdings von Davis, Penck und Richter in den Alpen als glazial beschriebenen Talformen schon 1893 in der Kalifornischen Sierra Nevada ganz zutreffend erklärte, irrte nur darin, daß er der Gletschererosion wohl die Uförmige Ausweitung, aber keine erhebliche Vertiefung der Täler zuschrieb. Wie aus der Druckverteilung im Strombette hervorgeht, erfolgt die Vertiefung im allgemeinen sogar rascher als die Erweiterung und löst diese nach der Vollendung des Troges fast ganz ab.

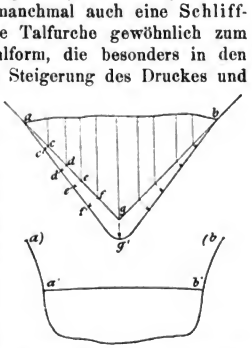


Fig. 252. Entwicklung des Troges aus der Talfurche. *ab* und *a'b'* Gletscherrücken.

Der Trog läuft — ob nun der Gletscher innerhalb der Talmündung oder draußen auf dem Vorlande zu Ende ging — in das Zungenbecken aus, dessen Grund sanft gegen die Basis des Moränengürtels und seines Schotteranhanges emporsteigt. In den Nordalpen liegen die großen Zungenbecken ostwärts bis zum alten Salzachgletscher auf dem Vorlande, weiterhin aber in den Ausgängen und in den untersten Abschnitten der Quertäler. Nach der Eiszeit wurden alle Zungenbecken von Seen eingenommen, deren Spiegel durch die tiefste Kerbe im Moränensaume bestimmt wurde. Manche dieser Seen wurden seither von den Flüssen ganz zugeschüttet (Zungenbecken des Ennsgletschers), von anderen blieben nur kleine Zweigbecken

[1]) Vgl. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, 168.

Digitized by Google

erhalten (Waginger und Wallersee bei Salzburg), einige aber entgingen dank ihrer Größe oder auch dank der Schwäche ihrer Zuflüsse in ziemlich weitem Umfange der Verschüttung (Traunsee, Attersee, Bodensee).

Einwärts steigt der Gletschertrog — in den Haupttälern zunächst über sanft geneigte Schwemmböden, in den Hochtälern aber mit steilen, felsigen Stufen — zu den Ursprüngen der Täler hinan. Sein Abschluß ist in der Regel eine hohe wandartige Stufe, die sich dort einstellt, wo nach der Anlage des Talursprunges der Gletscher durch die ersten Zuflüsse beträchtlich verstärkt worden sein muß. Der Trogschluß entspricht also einer unvermittelten und sehr bedeutenden Steigerung der glazialen Erosion. Richter hat zuerst darauf aufmerksam gemacht, daß die Schliffgrenze taleinwärts sehr langsam ansteigt und in der Nähe der Firnlinie fast von der Oberfläche der heutigen

Fig. 253. Der Habach-Trog in den Hohen Tauern. Nach einer Photographie von Würthle.

Gletscher erreicht wird. Wenn man daraus auch nicht den Schluß ziehen darf, daß sich die Firngebiete der diluvialen Gletscher kaum von denen der gegenwärtigen unterschieden — reichen ja doch sogar die geringfügigen Klimaschwankungen unserer Zeit hin, manche Felsriffe der Firnfelder zeitweilig ausapern zu lassen — so hat Richter doch insofern Recht, als er das rasche und riesige Anwachsen der diluvialen Gletscher in den Hochtälern nur den weiten Flächen, die damals überfirnt wurden, und nicht der größeren Mächtigkeit des Firnes zuschreibt. Gletscher, die jetzt ausschließlich auf ihren eigenen Firnsammler angewiesen sind, erhielten in der Eiszeit, als die Schneegrenze 1200—1300 *m* unter der gegenwärtigen lag, auch von den beiderseitigen Gehängen stattliche Zuflüsse; und die ersten dieser Zuflüsse

Digitized by Google

waren es eben, die den Gletscherschurf so steigerten, daß ein steiler Trogschluß zustande kam. Fig. 253 zeigt den vom Schwarzkopf überragten Hintergrund des Habachtales, einen typischen Trogschluß. Die steilen Trogränder links und rechts, von denen mächtige Schutthalden herabsteigen, bestehen aus dunklem, von Granitgängen durchschwärmtem Hornblendeschiefer; rückwärts aber, kurz vor dem Trogschluß, wölbt sich unter dem Schiefer der lichte Granit des Großvenediger-Kernes empor, der hier noch den Tauernkamm bildet. Das weit ausgebreitete, aber zungenlose Habachkees endet gerade über dem 300 *m* hohen Trogschlusse.

Da die trogförmige Vertiefung eines vom Hauptgletscher durchströmten Tales rascher vonstatten ging als die der Nebentäler, in denen nur schwächere Zuflüsse an der Arbeit waren, münden diese Täler jetzt über Stufen aus, deren Höhe dem Unterschiede der Erosionskraft des Haupt- und des Seitengletschers entspricht. Ausgangstufen von 100—300 *m* gehören nicht zu den Seltenheiten. Durch die Vereinigung mit einem größeren Nebengletscher wurde aber auch der Hauptgletscher so verstärkt, daß er weiterhin kräftiger erodieren konnte; und damit sucht Penck den Stufenbau der Trogtäler überhaupt zu erklären. Es gibt jedoch Stufen, die sich nicht auf die Mündung von Nebentälern beziehen lassen, und es gibt auch Talzwiesel, in denen die Vereinigung der Gletscher bei gleichbleibendem Talprofil nur sehr unbedeutende Stufen herstellte. Wenn die 500 *m* hohe Stufe, die das Kapruner Tal unter dem Boden der Limbergalm bildet, auf den unerheblichen Beitrag, den der Kapruner Gletscher aus dem Zeferettgraben erhielt, zurückgeführt wird, dann ist es unverständlich, daß sich im Krimmler Achentale unterhalb der Mündung des Windbach- und des Rainbachtales keine Stufen sondern 30 *m* hohe Felsriegel bildeten. Der alte Krimmler Gletscher hat in beiden Talzwieseln Becken ausgeschürft. Bei der Unlaßalm (1673 *m*) wie beim Tauernhaus (1631 *m*) wird das Tal durch Rundhöckerwälle abgeriegelt, die erst von der Achse in Klammen entzweigeschnitten wurden. Die beiden Felsbecken können nur dadurch entstanden sein, daß der Gletscherschurf in den Talzwieseln durch die Aufstauung der zusammenströmenden Eismassen gesteigert, gleich darauf aber durch den raschen Abfluß und das damit verbundene Abschwellen des gestauten Eisstromes wieder geschwächt wurde.

Je mehr Hochtäler man auf ihre Stufenbildung hin untersucht, desto fester wird man davon überzeugt, daß die hohen Staffeln des Haupttroges der Anlage nach präglazial sind (S. 284). Ihre Breite, ihre wagrechte zu einem höckerigen Felsriegel abgeschliffene Kante, ihr mauerartiger Absturz und auch ihre Höhe rühren jedoch ohne Frage von der Ausschürfung des Troges her. Jeder präglaziale Gefällsbruch führte dadurch, daß der rasch über ihn abfließende Eisstrom in der folgenden, schwächer geneigten Talstrecke durch die langsam vorrückenden Gletscherprofile gestaut wurde, eine Steigerung des Druckes und des Schurfes herbei. Die Folge davon war, daß der Gefällsbruch selbst zu einer steilen und breiten Trogstufe und der nächste Talabschnitt zu einem Felsbecken ausgestaltet wurde. Solche von Seen oder Schwemmböden eingenommene Staffelbecken sind in den gestuften Hochtälern sehr häufig.

Die Ränder der Gletscherträge bilden an den Talwänden hie und da auffallende Gesimse, aus deren Böschung sich ungefähr die Lage des ur-

Digitized by Google

sprünglichen, präglazialen Talgrundes und damit der vertikale Betrag des Gletscherschurfes ermitteln läßt. In den Alpentälern erreicht die glaziale Vertiefung oder „Übertiefung", wie Penck sie nennt, mehrere hundert Meter, in den großen Tälern der Schweizer Alpen nach Brückner sogar 500—800 *m*.

Steigt man aus dem Troge über die Rückwand oder eine der beiden Seitenwände zu dem höheren Gehänge hinan, so erreicht man den Gürtel der eiszeitlichen Firnsammler. In Gebirgen, die nie vergletschert waren, werden die Talwände von Trichtern gefurcht. Solche Trichter müssen sich vor der Eiszeit auch auf den Hängen der Alpentäler gebildet haben. Der Gletscherschurf aber verwandelte die Regensammler in steilwandige Halbkessel mit flachem oder auch beckenförmig ausgehöhltem Boden. Zugleich wurde das untere, von den Trichterhälsen zerschnittene Gehänge bei der Herstellung des Taltroges durch den Hauptgletscher abgeschliffen. Das Ergebnis war die Bildung geschlossener, grabenloser Nischen, der Kare. Die flachen, sehr oft von Karseen eingenommenen Böden und die steilen Wände des umfassenden Halbrundes kamen dadurch zustande, daß das Eis dort, wo die Rillen des Regensammlers zusammen liefen, die größte Mächtigkeit erreichte und daher auch am kräftigsten erodierte. Diese örtliche Steigerung des Schurfes bewirkte einerseits die Abgrabung der Rückwand — ob sie nun aper oder überfirnt war — und anderseits die Anlage eines Beckens oder zum mindesten eines flachen Bodens. Nur auf Steilhängen von 30° und darüber blieb die Karbildung im Rückstande. In größeren, reicher verzweigten Trichtern und in kurzen, steilen Hangtälern konnte das Eis sehr leicht an mehreren Stellen verdickt werden und daher eine ganze Reihe kleiner, durch Stufen getrennter Becken oder Böden anlegen. So entstand die Talform der Kartreppe, die im Hochgebirge sehr häufig vorkommt.

Wenn man aus dem Troge nicht seitwärts zum Trogrande, sondern rückwärts zur Kante des Trogschlusses emporsteigt, tut sich der Talursprung als weites Halbrund vor einem auf. Dieses Halbrund ist der Form wie der Entstehung nach nichts anderes als ein riesengroßes Kar. Sein flacher Boden trägt in den Hochalpen jetzt noch eine Firndecke; und wo er eisfrei wurde, stellt er ein Rundhöckerfeld dar, dessen Mitte ein großer Karsee von etwa 30—50 *m* Tiefe einnimmt, wenn nicht mehrere Becken oder auch eine ganze Schar kleiner und kleinster Seelein zwischen den Rundhöckern eingebettet liegen. Die Fig. 254 zeigt den Ursprung des Wildgerlostales im Granit der Zillertaler Alpen. Im Vordergrunde links: der 39 *m* tiefe Wildgerlossee, ein typischer Karsee hinter einem rundhöckerig abgeschliffenen Felswalle (2320 *m*). Rechts, von der Reichenspitze (3305 *m*) und Wildgerlosspitze (3282 *m*) überragt und nur durch einen flachen Rücken vom Seekar getrennt, das Firnkar, dem der Wildgerlosgletscher entströmt. Man gewinnt auf den ersten Blick den Eindruck, daß auch der Boden dieses Firnkars beckenförmig ausgeschürft ist. Der Grund des Wildgerlossees ist ebenso unruhig wie seine rundhöckerige Umgebung. Er zerfällt sogar, worauf schon die Felszungen des Ost- und Westufers und das winzige Inselchen hindeuten, in drei Kolke, die nach Fuggers Lotungen Tiefen von 9, 13 und 39 *m* erreichen.

Die Karbildung war es hauptsächlich, die den Gebirgen durch die Abgrabung der obersten Hänge und die Zuschärfung der Kämme zu Graten

Digitized by Google

die schroffen Formen des Hochgebirges aufprägte. Daher ist die Bezeichnung Karling, die Penck für solche von Karen zerfressene Erhebungen wählte, sehr treffend.

Fig. 254. Der Wildgerlossee. Nach einer Photographie von Würthle.

Litorale Leitformen der Glazialerosion sind die Fjorde, von denen die Felsküsten alter Gletschergebiete so auffällig gekerbt werden.[1]) Sowohl der steilwandige Uförmige Querschnitt der Fjorde und die hohen Ausgangstufen der Nebentäler als auch die Beckenbildungen der Fjordsohlen und der Abschluß der Beckenreihe durch ein Vormeer von geringerer Tiefe weisen auf echte Trogtäler hin. Die Fjorde sind ertrunkene Tröge. Ob sie erst durch nachträgliche Senkungen unter den Meeresspiegel gerieten oder ob das Eis schon Meeresbuchten, nämlich durch ältere Senkungen untergetauchte Talenden, vorfand und zu beckenförmig abgeschlossenen Trögen ausgestaltete, wird sich an mancher Fjordküste schwer entscheiden lassen. Es kommt dabei nicht auf die Tiefe der Fjorde, sondern auf die des Vormeeres an, denn diese entspricht dem vorglazialen Talboden, wenn man den Moränenabsatz am Eisrande in Rechnung bringt. An der norwegischen und an der patagonischen Küste erreicht der Tiefenunterschied zwischen der randlichen Flachsee und den dahinter ausgeschürften Becken stellenweise

[1]) Dinse, Über Fjordbildungen. Ztsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1894. Richter, Geomorph. Beobachtungen aus Norwegen a. a. O. Reusch in Norges Geolog. Undersögelse, 1900. Davis a. a. O., Steffen, Der Bakerfjord in Westpatagonien, Pet. Mitt. 1904.

Digitized by Google

1 *km*. Im Sognefjord wurden 1242 *m*, im patagonischen Bakerfjord (48°) 1261 *m* und in der Nähe seines Ausganges, in der Fjordstraße des Kanal Messier, 1270 *m* gelotet und an einer Stelle fand man sogar bei 1300 *m* keinen Grund.

Das strömende Eis hat nicht nur durch die Art seiner Erosion und Schuttanhäufung das fluviale Bodenrelief umgearbeitet, sondern die Drainierung manches Gebietes auch mittelbar durch die Stauung und Ablenkung der Wasserläufe gestört. So entstanden z. B. die von Ost gegen West gerichteten breiten, sanderfüllten „Urstromtäler" des norddeutschen Tieflandes, die jetzt nur noch streckenweise von der Weichsel, Oder und Elbe, zum weitaus größten Teil aber von den unbedeutenden Nebenflüssen der drei Ströme durchzogen werden. Jede dieser Furchen entspricht einem längeren Halt im Rückzuge des baltischen Eises, dessen Rand das Schmelzwasser und die von Süden herabkommenden Flüsse zu einer Seenreihe staute und westwärts ablaufen ließ. Das letzte dieser randlichen Strom- und Seetäler hat Keilhack längs der pommerschen Küste von Stralsund über Stettin bis Karthaus vor Danzig verfolgt.[1])

8. Die Strandarbeit des Meeres.

Lehmann, Neue Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Strandlinien im anstehenden Gestein in Norwegen. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1881.
Richthofen, China. II. 766 u. Führer f. Forschungsreisende. 361.
Gilbert, The Topogr. Features of Lake Shores, U. S. Geol. Surv. Annual Rep. 1883/4.
Fischer, Zur Entwicklungsgeschichte der Küsten. Pet. Mitt., 1885, und Küstenstudien aus Nordafrika. Ebenda 1887.
Krümmel, Erosion durch Gezeitenströme. Pet. Mitt. 1889, 129.
Philippson, Über Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. 1893.
Gulliver, Shoreline Topography, Proc. Amer. Acad. of Arts and Sc. 1899.

Die Uferlinie jedes stehenden Gewässers überstreicht im Wellengange, und beim Meere auch im Wechsel der Gezeiten, einen Gürtel, der an Steilküsten in die Höhe und auf Flachküsten in die Breite geht. Dieser Grenzgürtel, der Strand, ist bald den Angriffen der Atmosphäre, zumal dem Winde, der Verwitterung und dem Regen, bald dem Andrange des Wassers und der Korrosion durch die darin gelösten Salze ausgesetzt. Der bestimmende und gestaltende unter allen diesen Vorgängen ist die Brandung. Sie wirkt an Felsklippen durch den Anprall und auf flachem Strande durch den Anlauf der gehemmten und überschlagenen Wellenkämme (Klippen- und Strandbrandung). Durch das Auflaufen der Wellen und das Zurückfließen des Wassers in seichtem, an den Regenabfluß erinnernden Überguß wird der ausgespülte Meeressand gleichmäßig über den Strandgürtel gebreitet. Da jedoch die Stoßkraft der strandenden Welle die der zurückfließenden Wasserschicht weit übertrifft, bleibt der gröbere, mit Muschelschalen und anderen organischen Resten vermengte Auswurf am Saume des

[1]) Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. Jahrb. der preuß. geolog. Landesanst. 1898.

Digitized by Google

Gürtels als Strandwall zurück. Jenseits dieses niedrigen und schmalen Wulstes ist der Wind an der Arbeit, indem er den Sand des trocken liegenden Strandes zu Dünen aufwirft. Da der Dünenstrich das Hinterland deicht, eröffnet das Meer den Angriff auf ein flaches Gestade durch Einbrüche in die Dünen. Das geschieht bei Sturmfluten, d. h. bei Fluten, zumal Springfluten, die noch durch Windstau gesteigert werden. Heftige „auflandige" Stürme bewirken ja an der Küste, besonders in Buchten, nicht selten eine Erhebung des Meeresspiegels um einige Meter. Der gegenwärtige Verlauf der deutschen und holländischen Nordseeküste ist den Nordweststürmen zuzuschreiben, die diesem Küstenstriche so oft verhängnisvoll wurden. Die friesische Inselkette ist das Überbleibsel eines geschlossenen Dünenzuges, der dem ursprünglichen Strande folgte und in historischen Zeiten wiederholt von Sturmfluten zerrissen wurde. Der Dollart breitete sich 1277 über fruchtbare Marschen aus, der Jadebusen entstand im 13. und 16. Jahrhundert und die Bildung der Zuider See nahm sogar ein volles Jahrtausend in Anspruch. Die ersten Einbrüche des Meeres fanden am Ausgange der Römerzeit statt, gegen das Ende des 7. Jahrhunderts war der alte Dünensaum des Festlandes schon in die westfriesischen Inseln zerfallen und die Sturmfluten der Jahre 1170, 1237 und 1395 stellten sprungweise den heutigen Umriß der Bucht her.[1])

Die Klippenbrandung, die in der Gewalt und in dem augenfälligen Erfolge des Angriffes alle anderen erodierenden Kräfte übertrifft, wirkt durch den Anprall der Wellen an Steilküsten und greift diese um so stärker an, je höher die Wellen gehen und je geringeren Widerstand das Gestein nach seiner Härte, seinem Gefüge, seiner Klüftung und Lagerung zu leisten vermag. Von der ungeheueren Gewalt der Brandung macht man sich noch am ehesten eine Vorstellung, wenn man hört, daß sie mitunter haushohe Felsblöcke von mehreren tausend Zentnern meterweit von der Stelle rückt. Durch exakte Messungen an Leuchttürmen wurde ein Druck bis zu 30000 *kg* auf den Quadratmeter festgestellt. Schlägen von solcher Wucht hält auf die Dauer kein freier Vorsprung und kein gelockertes Felsstück der Küstenmauer stand. Für die fortschreitende Lockerung des Zusammenhaltes aber sorgt die Brandung selbst, indem sie die Schichtfugen und die Schieferungs- und Absonderungsklüfte durch das unter hohem Drucke hineingepreßte Wasser ausräumt und erweitert. Unterstützt wird der Wellenanprall durch die Strandgerölle und in hohen Breiten auch durch die Treibeisschollen, die von der Brandung wie Wurfgeschosse gegen die Küste geschleudert werden. Alle diese mechanischen Angriffe sind auf den Strandgürtel gerichtet und nagen in ihm eine Hohlkehle aus. Über dem äußersten Hochwasserstande setzt die chemische Zerstörung ein, da das Seewasser, das an manchen Steilküsten turmhoch aus der Brandungswelle emporschießt und zerstäubt, die benetzten Felsen durch seine Salze korrodiert. Marine und atmosphärische Zersetzung, Spaltenfrost, Regen und Wind gehen hier gemeinsam darauf aus, den Abbruch der im Strandgürtel untergrabenen Küsten-

[1]) Vgl. die Geschichte der Zuider See von Kuyper in der Zeitschr. f. wissenschaftl. Geogr. 1883, 105, und Sello, Der Jadebusen. 1903.

Digitized by Google

mauer zu erleichtern. Durch diesen Wandabbruch entwickelt sich die ursprüngliche Hohlkehle rasch zu einer flachen Strandleiste oder Terrasse, die rückwärts an das steile, oft senkrechte Kliff stößt. Richthofen hat die flächenweise vor sich gehende Arbeit der Brandungswelle Abrasion genannt und man ließ die Beschränkung dieses Ausdruckes auf die marine Erosion ziemlich allgemein gelten, obzwar es nahe liegt, jede flächenhafte Abtragung als Abrasion zu bezeichnen.

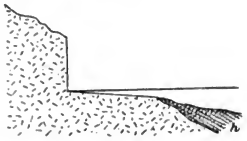


Fig. 255. Strandleiste und Kliff bei Hochwasser. *h* Halde.

Die vom Kliff herabstürzenden Trümmer und Brocken fegen die Strandleiste, auf der sie von der Brandung hin- und hergeworfen werden, runden sich dabei zu kugel-, ei- und walzenförmigen Geröllen ab und kommen schließlich auf der Strandhalde, die sich an die Außenkante der Leiste anlehnt, zur Ruhe. Das Maß der Abrasion ist je nach dem Seegang und der Küstenbeschaffenheit sehr verschieden. Wo harte Felsarten anstehen, weicht das Kliff nur langsam und unmerklich vor dem herandringenden Meere zurück; in weichen Gesteinen dagegen läßt sich die Strandverschiebung von Jahr zu Jahr messen. An den Kreidekästen des Kanals beträgt sie durchschnittlich $\frac{1}{2}$ *m*, in Ostengland an den aus Blocklehm und tertiären Schichten bestehenden Küstenstrichen sogar 2—3 *m* im Jahre. Doch ob das Meer rasch oder langsam vorrückt, es kann das Kliff nur bis zu einer bestimmten Grenze zurückschieben. Diese Grenze, die Abrasionsterminante Philippsons, ist erreicht, sobald die Strandleiste so breit ist, daß sich die Wellen auf ihr wie auf einem flachen Strande brechen und selbst bei den höchsten Sturmfluten den Fuß des Kliffs nicht mehr angreifen können. Die Abschrägung der Wand oder deren weitere Verschiebung durch Abbruch ist dann Sache der atmosphärischen Einwirkungen, besonders des Windes, des Regens und der Verwitterung. Unter Umständen aber kann das Meer die Abrasionsgrenze überschreiten und die Strandarbeit wieder aufnehmen. Die Leiste wird ja durch die Gerölle abgescheuert und erodiert und da die Wellen noch in einer Tiefe von 200 *m* Sandkörner vor- und rückwärts rollen, ist der Vertiefung erst hier ein Ziel gesetzt. Je tiefer aber die Leiste liegt, desto weiter läßt sie die Brandungswelle vordringen; und die wahre Abrasionsgrenze wird daher erst dort erreicht, wo sich das Kliff als Rückwand einer breiten, von der 200 *m*-Linie aufsteigenden Leiste dem Angriffe des Meeres entzieht.

Die Felsküsten stark verworfener Schollen (Griechenland, Ägäis) sind oft reich an halbkesselförmigen, schlauchförmigen oder ganz unregelmäßigen Einbrüchen. Noch verwickelter ist der Landumriß in zertalten Küstenstrichen, die infolge einer Senkung das Meer eindringen ließen

Digitized by Google

(Fjord- und Riasküsten). Aber auch an einfachen Küsten ist das Kliff nur ausnahmsweise, nämlich nur dann, wenn in seinen Profilen durchweg dieselben Gesteine in derselben Lagerung vorkommen, ein geschlossener Steilrand von geradem Verlauf. Der Wechsel harter und weicher Gesteine gliedert die Küste. In den weichen höhlt das rasch vordringende Meer Buchten aus, während die harten als Kaps stehen bleiben. Solche Fälle häufen sich besonders dort, wo Erstarrungsgesteine, ein Tuffen oder anderen leicht zerstörbaren Sedimenten aufsetzen. Die ungleiche Resistenz kann aber auch von der abweichenden Lagerung herrühren. Schichtenköpfe begünstigen

Fig. 256. Die Nadel von Étretat (70 *m*) und das Tor d'Aval am Kreidekliff nördlich von Havre. Breite Strandleiste bei Niedrigwasser. Die Kreide ist geschichtet durch Lagen von Feuersteinknollen. Nach einer Photographie von Neurdein.

die Abrasion durch die Fugen, die sie ihr darbieten. Daher erliegen sowohl Tafelränder als auch die Ausstriche von Faltenzügen der Brandung rascher als Abhänge, die mit Schichtflächen zusammenfallen. Auch die Klüftung hat einen merklichen Einfluß. Ihre örtliche Zunahme mag — in Kalken wie in Silikatgesteinen — oft die Ausbildung einer der marinen Erosion eigenen Kleinform, der Strandhöhle, veranlassen. Die Brandung nagt in jedem Fels, der einen Überhang verträgt ohne nachzubrechen, Höhlen aus; und Küstenvorsprünge, die sie von zwei Seiten fassen kann, werden daher sehr oft durchtunnelt. Dacheinbrüche stellen dann Pfeiler und Klippen her, die als Zeugen der Abrasion vor der geschlossenen Küstenmauer emporstarren.

Digitized by Google

Klippen, Kaps, Vorsprünge und Buchten kennzeichnen die in voller Entwicklung begriffene Küste. Je weiter die Strandarbeit vorrückt, desto straffer und ausgeglichener wird der Landsaum. Die Brandung muß ja, wenn sie die Abrasionsgrenze nicht nur in den leicht, sondern auch in den schwer angreifbaren Küstenstrecken erreichen soll, alle Zeugen und alle Vorgebirge bis zum Boden der Strandleiste hinab abtragen. Erst damit tritt die Reife der Küste ein. Dieser Zustand ist aber nur dann von Dauer, wenn sich das Verhältnis des Landes zum Meeresspiegel nicht ändert. Erfährt das Land eine säkulare Senkung, dann gibt es für das Meer keine Abrasionsgrenze. Die Strandleiste taucht immer wieder so tief unter, daß sich die Brandungswelle nicht auf ihr, sondern erst am Fuße des Kliffs bricht. Unter solchen Umständen kann das Meer ausgedehnte und zu Gebirgen aufgetriebene Erdschollen abtragen, denn die Strandleiste geht in gleichmäßig sanftem Anstieg in eine weite Abrasionsfläche über, die erst auf dem Scheitel oder auf der Rückseite des sinkenden Landes ausstreicht. So hat schon Ramsay die Abtragflächen auf dem Boden Englands erklärt und unabhängig von ihm schrieb Richthofen in China die wiederholte Zerstörung und Abhobelung uralter, stark gefalteter Kettengebirge der Brandungswelle paläozoischer Meere zu.

Je älter eine fossile Verebnung ist, desto größere Schwierigkeiten bereitet die Frage, ob sie von der marinen oder von der pluvio-fluvialen oder von der äolischen Erosion herrührt. Für die Scheitel der mitteleuropäischen Horste z. B. ist diese Frage noch immer strittig. Man sollte meinen, daß eine marine Verebnung erstens an der gleichmäßigen, sanften Abdachung, zweitens an dem Ausfalle der flachen Bodenwellen des fluvialen und äolischen Peneplain und drittens an der Auflagerung von Strandkonglomeraten zu erkennen wäre. Aber eine mit jüngeren Schichtenreihen bedeckte alte Abtragfläche ist gewöhnlich mangelhaft aufgeschlossen; auch kann die ursprüngliche Abdachung durch Schollenverwerfungen und Verbiegungen gestört sein. Bodenwellen aus härterem Gestein aber brauchen trotz der rein flächenhaften Strandarbeit des Meeres nicht zu fehlen, weil resistente Vorgebirge nur von einer stationären Brandung bis auf das allgemeine Abrasionsniveau abgetragen werden, einer vorrückenden Brandung aber durch Untertauchen teilweise entgehen. Konglomerate endlich sind manchmal weder in positivem noch in negativem Sinne beweiskräftig: wo sie fehlen, können sie nach einer Hebung der ganzen Erdscholle den Angriffen der Atmosphäre erlegen sein, und wo sie vorhanden sind, werden sie unter Umständen von dem einen Forscher als Strandgeröll und von dem andern als Bildungen der Kieswüste aufgefaßt. Fängt die sedimentäre Decke einer fossilen Verebnung mit geröllfreien Schichten, mit kalkigen, mergeligen, sandig tonigen Gesteinen an, so beweist deren marine Natur keineswegs, daß eine marine Abrasionsfläche vorliegt. Solche Schichten können ja auf einer festländischen Halbebene abgesetzt worden sein, die dem transgredierenden Meere keine Steil-, sondern nur Flachküsten bot.[1]) Wie verwickelt die Sachlage werden kann, zeigt die kretazische Abrasion des

[1]) Vgl. den Zechstein auf den Kieselschiefern des Harzes, Fig. 171, S. 155.

Digitized by Google

böhmischen Massivs. Auf dem nordöstlichen Teile dieser tief denudierten Scholle liegt die obere Kreide in einer zusammenhängenden, aus Sandsteinen, Mergeln und Tonen aufgetragenen Tafel. Weit verstreute Denudationsreste auf dem Karbon, Silur und auf dem kristallinen Grundgebirge Mittelböhmens sprechen jedoch dafür, daß in der jüngeren Kreidezeit das ganze Massiv Meeresboden war. Die sandige und mergelige Schichtfolge beginnt stellenweise mit fluvialen und limnischen Sandsteinen und Schiefertonen, die nur Pflanzenreste und Süßwassermuscheln führen. An anderen Stellen ist die unterste Lage ein grobes, aus Strandgeröllen hervorgegangenes Konglomerat und in manchen Aufschlüssen liegt der marine Sandstein oder Mergel unmittelbar, ohne Grundkonglomerat auf dem Massive. Dieses Massiv kann sonach nicht als einförmige Halbebene ins Meer getaucht sein. Es hatte zwar Niederungen, in denen die Transgression — stellenweise nach dem Absatze limnischer Schichten — ohne Abrasion erfolgte, aber auch Höhen, die von der Brandungswelle verebnet wurden.

Von der Beobachtung der schmalen Strandleisten, die unter unseren Augen entstehen, zu dem Verständnisse der weiten fossilen Abrasionsflächen,

Fig. 257. Die norwegische Strandebene bei Henningsvaer (Ostvagö, Lofoten) in Schären auftauchend. Rechts der Vaagekalle, 938 *m*.

die zumeist mit Diskordanzen zusammenfallen, schlägt der Schärenhof auf der Westseite Norwegens eine sehr willkommene Brücke. Reusch war der erste, der darauf aufmerksam machte, daß die niedrige, rundhöckerig abgeschliffene Felsbank, die längs der Küste und im Bereiche der Schären dem atlantischen Steilrande Skandinaviens bis zu einer Breite von 30 *km*

Digitized by Google

vorgelagert ist, eine präglaziale Verebnung darstellt; und fast alle Geologen, die seither diese ausgedehnte Abtragfläche untersuchten, gewannen die Überzeugung, daß eine marine Strandebene, eine erweiterte Strandleiste vorliegt.[1]) Die binnenwärts zunehmende Hebung Skandinaviens hat die ganze Abtragfläche schief gestellt, so daß der östliche Streifen landfest wurde und bis zu 100 *m* Höhe aufstieg, während der westliche seicht untergetaucht blieb und nur mit seinen von der nachträglichen glazialen Erosion herausgedrechselten Höckern, den Schären, zum Vorschein kam. Im Anschlusse an den norwegischen Schärenhof läßt sich auch der weite Flachseeboden rings um die britischen Inseln als eine marine Abrasionsebene auffassen.

An den Küsten steigender Schollen wird der jeweilige Strandgürtel dem Meere immer wieder so rasch entzogen, daß die Brandung nur dann Strandleisten auszunagen vermag, wenn die Hebung nicht gleichmäßig, sondern mit Unterbrechungen vor sich geht. Auf solche Zeiten des Stillstandes weisen die schmalen Leisten oder Strandlinien hin, die manche Steilküsten terrassieren. Auch an Seen, zumal an abflußlosen, deren Spiegel

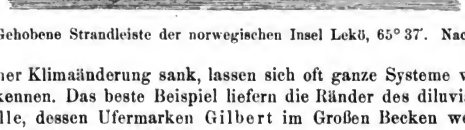


Fig. 258. Gehobene Strandleiste der norwegischen Insel Lekö, 65° 37′. Nach Lehmann.

infolge einer Klimaänderung sank, lassen sich oft ganze Systeme von Strandleisten erkennen. Das beste Beispiel liefern die Ränder des diluvialen Lake Bonneville, dessen Ufermarken Gilbert im Großen Becken westlich von den Wahsatch Mts. auffand.[2]) Da das Maß der Strandarbeit vom Wellengange abhängt, bleiben die Leisten der Seeufer weit hinter denen der Meeresküsten zurück. Das gilt besonders von der Tiefe. Während die marine Erosion erst in der Tiefe von 200 *m* aufhört, liegt die Kante der limnischen Strandleisten nur einige Meter unter dem Seespiegel.

An den Meeresküsten sind außer der flächenweise abrasierenden Brandungswelle noch die strichweise erodierenden Wechselströme an der Arbeit, die in Ästuaren, in trichter- und schlauchförmigen Buchten und in engen Meeresstraßen durch die Gezeiten in Gang gesetzt werden. An ozeanischen Inseln entspricht die Fluthöhe bekanntlich ungefähr dem von der Theorie geforderten Wert von 0·9 *m* für die Springflut. An den festländischen Küsten dagegen schwillt die Flutwelle im Innern tief eingreifender Buchten infolge der Hemmung hoch an. So erreicht sie z. B. in der Bucht von St. Michel 11 *m* und in der Fundybai sogar 21 *m*. Gezeiten von solcher Stärke rufen Wechselströme hervor, die auf dem Meeresboden selbst unter der 200 *m*-

[1]) Rensch, The Norwegian Coast Plain, Journ. of Geol. Chicago 1894, 347, und Über das Relief von Norwegen in Hettners Geogr. Zeitschr. 1903, 434. Vgl. auch Richter im Globus, Bd. 69, Nr. 20, und in der Geogr. Zeitschr. 1901, 642. Dazu Pet. Mitt. 1903, Lit.-Ber. 390.

[2]) Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monographs I. 1890.

Digitized by Google

Linie noch Rinnen ausfegen und die Flußmündungen in Ästuare verwandeln. Im Gegensatze zur Brandung, die keine tiefen Buchten ausnagen kann, weil sie im Innern solcher Einschnitte abflaut, greift der Flutstrom um so stärker an, je weiter er sich einfrißt; und da ein großer Teil dessen, was er dem Strande entreißt, von der Ebbe jeweilig hinausgeschwemmt wird, kann unter günstigen Umständen eine tiefe Kerbung der Küste und schließlich sogar die Abschnürung von Küsteninseln erfolgen.

9. Die Sedimente des fließenden und stehenden Wassers.

Vgl. die Literatur zu den Abschnitten über Talbildung und über die Strandarbeit; außerdem:

Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. 1900. (Die Abschnitte über Salzseen.)
Credner, Die Deltas. Pet. Mitt. Erg.-H. 56.
Boguslawski und Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 1884 u. 1887.
Krümmel, Der Ozean. 2. Aufl. 1902.
Walther, Allg. Meereskunde. 1893.
Thoulet, Océanographie. 1890.
Supan, Die Bodenformen des Weltmeeres, mit Tiefenkarte. Pet. Mitt. 1899.
Murray und Renard, Deepsea deposits, 1891 im Report on the Scient. Results of the Voyage of Challenger. (Ausführliches Referat im N. Jahrb. f. Min. 1893, II. 281.)
Thoulet, Cartes lithologiques sous-marines. 1897 u. f.
Harrison und Jukes-Brown, On the Chemical Constitution of some Oceanic Deposits, Quart. Journ. Geol. Soc. 1895.
Darwin, Structure and Distribution of the Coral Reefs. 1842 (z. T. abgedruckt in Krümmels Klassikern der Geographie, II. 1904).
Dana, Corals and Coral Islands. 1875.
Murray, On the Structure and Origin of the Coral Reefs. Proc. R. Soc. Edinburgh 1880.
Langenbeck, Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln. 1890.
Saville-Kent, The Great Barrier Reef of Australia. 1893.
Agassiz, The Islands and Coral Reefs of Fiji. Bull. Museum of comp. Zool. Harvard Coll. 1899. Dazu Lendenfelds Kritik im Biolog. Zentralblatt 1902, Nr. 3.
The Atoll of Funafuti. Report of the Coral Reef Committee of the Royal Society. London 1904.

Von den Ablagerungen der Wasserläufe war schon im Zusammenhange mit der Talbildung die Rede. Wenn sich die Geschiebeführung nicht ändert, tritt das Kentern von der Erosion zur Akkumulation erst mit der Annäherung des Gefälles an die Terminante ein. Der Absatz von Geschieben beginnt dann dort, wo der Wasserlauf die geringste Stoßkraft aufbringt, also an den konvexen Bögen der Mäander, in dem toten Winkel, der sich am Zusammenflusse zweier Wasserläufe oder bei der Wiedervereinigung zweier Arme an der unteren Spitze einer Insel bildet, ferner in den Ausbuchtungen des Strombettes vor und hinter einer Enge, endlich im Rückstau von Inseln und Untiefen. Zu diesen örtlich begünstigten, seßhaften Ablagerungen gesellen sich wandernde Schotter- und Sandbänke, die von jedem Hochwasser eine Strecke weit verschleppt werden und daher an jeder beliebigen Stelle des Flußbettes eine Zeitlang Halt machen können. Während der Absatz der Geschiebe in der Regel auf das Bett beschränkt bleibt, wird die Fluß-

Digitized by Google

trübe bei Überschwemmungen als Schlamm auf dem ganzen Talboden und im Flachlande in weiten Inundationsgebieten niedergeschlagen. Übertrifft die Anhäufung der Geschiebe den Schlammabsatz des Ufergeländes, dann führt der Fluß durch Ausbrüche und Laufänderungen einen Ausgleich herbei. In Kulturländern sucht man den schweren Verlusten, die sich aus dieser natürlichen Entwicklung ergeben, durch gefällsteigernde Laufkorrektionen und solang es geht durch Dammbauten vorzubeugen.

Wie im kleinen starke, anhaltende Regen im Gebirge die Wasserläufe oft so mit Schutt überladen, daß sie selbst auf Strecken, wo sie sonst erodieren, vorübergehend akkumulieren müssen, so bringen auch im großen Klimaschwankungen die Talbildung zum Kentern. Die Eiszeit förderte in eisfreien oder schwach vergletscherten Gebirgen die Verwitterung und Schuttzufuhr in dem Maße, daß sich in den Talfurchen mächtige Schotterböden bildeten. Nach der Eiszeit begannen dann die geschiebearmen Flüsse trotz der bedeutenden Verminderung ihrer Wassermenge wieder kräftig zu erodieren und zerschnitten dadurch die Schotterböden in Terrassen (Auftrag- oder Akkumulationsterrassen). In vergletscherten Gebirgen trat dieser Umschwung außerhalb des Moränengürtels ein. So zeigte Penck, daß im Vorlande der Alpen die weiten Schotterfelder, die im Günz-, Mindel-, Riß- und Würmstadium von den Schmelzwässern der großen Gletscher abgelagert wurden, in der Regel ineinander geschachtelt sind und nur ausnahmsweise in gleichförmigem Verbande aufeinander folgen. Nach jedem Gletscherrückgange furchten die Alpenflüsse in dem Schotterfelde des vorangegangenen Hochstandes Täler aus, in denen die Schotter des nächsten Vorstoßes abgesetzt wurden. An manchen Stellen, besonders in der Nähe des Moränensaumes, erreichten jedoch die jüngeren Schotter die Kante der älteren Terrasse und breiteten sich deckenförmig darüber aus.

Terrassen, wie die der Fig. 260, sind als Wiederauftrag- oder Reakkumulationsterrassen scharf von den gestuften Auftragterrassen der Fig. 259 zu unterscheiden. In dem zweiten Falle bezeichnet jeder

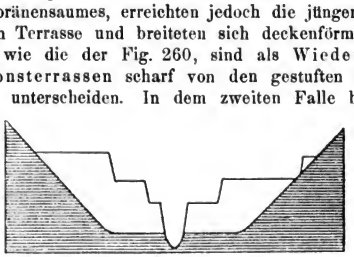


Fig. 259. Gestufte Auftragterrassen.

Terrassenabfall eine Hebung und ein Wiedererwachen der Erosion, jede Terrassenfläche aber einen Stillstand in der Hebung und eine Ablösung der Tiefenerosion durch die Seitenerosion. Ein treffliches Beispiel fand Hassinger im Donautale von Krems bis Wien.[1]) Der Strom schnitt hier am Ausgange der Tertiärzeit in der Höhe von 360 *m* bis herab auf 265 *m*,

[1]) Geomorph. Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abhandl. 1905.

Digitized by Google

also von 200 bis auf 100 *m* über der gegenwärtigen Donau, Terrassen ein, die sich an den Rändern des Wiener Beckens in wagrechten Strandterrassen des pontischen Wiener Binnensees fortsetzen. Die Bildung der Stromterrassen hing also mit einem wiederholten Einsetzen der Erosion zusammen und jede Erosionsperiode wurde durch eine Senkung des Seespiegels, der Erosionsbasis, herbeigeführt. Allerdings handelt es sich dabei nur um relative Senkungen, denn das Ablaufen der pliozänen stehenden Gewässer Osteuropas wurde ja durch epeirogenetische Hebungen veranlaßt.

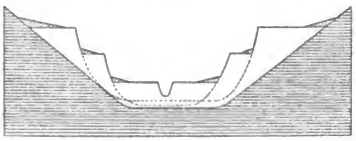


Fig. 260. Wiederauftragterrassen (Reakkumulation).

Bei der Unterscheidung gestufter Auftragterrassen und ineinander geschachtelter Wiederauftragterrassen hat man darauf zu achten, ob die Schotterbänke unter den einzelnen Terrassen ungestört durchlaufen oder ob sich jeder Terrassenabfall als ein durch lehmige Zersetzung gekennzeichnetes Stück der ursprünglichen Oberfläche in die Tiefe fortsetzt (Fig. 260). Wo die Terrassen nicht durch Quergräben angeschnitten sind, ist sonach ihre Bildungsweise nicht ohne weiteres festzustellen.

Das höchste Maß erreicht die fluviale Ablagerung in den großen Stromländern, wie der Ganges-, der Mississippi-, der Amazonasebene. Solche Ebenen sind vollkommen ausgeglichene Auftragflächen, in denen die Schlamm- und Sandlagen nicht nur eine weite Verbreitung, sondern auch eine sehr bedeutende Mächtigkeit gewinnen. Alle Bohrungen — ob sie in küstennahen Strichen wie dem adriatischen Rande der Poebene oder in Binnenebenen wie der ungarischen ausgeführt wurden — stießen erst in Tiefen von 100—300 *m*, also weit unter dem Meeresniveau, auf den Boden der fluvialen Sedimente. Die großen Ebenen erweisen sich demnach als sinkende Schollen, deren Verwerfung mit dem Auftrage der Flüsse Schritt hält. Nur so läßt sich z. B. die Tatsache erklären, daß das Schwemmland des Po in der Nähe der Adria 200 *m* tief unter den Meeresspiegel hinabreicht und mehrfache Einschaltungen von Torf enthält. Es ist von vornherein sehr wahrscheinlich, daß in der Reihe der Formationen manches sandige und tonige Sediment als fossiles Schwemmland aufzufassen ist. Die Merkmale, auf die es dabei ankommt, sind eine auffallende, von der Kalkarmut herrührende Einförmigkeit des Gesteines, eine ebenflächige, zum mindesten durch den Wechsel psammitischer und pelitischer Lagen angedeutete Schichtung, ferner die außerordentliche Seltenheit und die rein festländische Herkunft der organischen Reste, endlich das Vorkommen von Torf und Kohlen oder auch von Kalk-, Gips- und Salzlagern, die aus abflußlosen Binnenseen gefällt wurden.

Digitized by Google

Der Bodensatz stehender Gewässer wird durch den Fazieswechsel seiner mittleren und randlichen Teile gekennzeichnet. Jeder Wasserlauf, der sich in einen See ergießt, überwindet zunächst noch eine Strecke weit als geschlossene Strömung den Widerstand des ruhenden Wassers. Bald aber werden die allseitig auseinander laufenden Stromfäden so gehemmt, daß auch die feine und feinste Trübe niedersinken und sich auf dem Beckengrunde als Schlamm anhäufen kann. Der Sand entfällt der Strömung schon früher und die gröberen Geschiebe bleiben gleich im Einlaufe liegen. Mit dieser Seigerung ist aber auch eine Lagenänderung verbunden. Die mittleren Schlammschichten — der Schlamm muß sich schichtenweise niederschlagen, weil die Trübe in Trockenzeiten stark abnimmt — breiten sich wagrecht aus und legen durch die Füllung der ursprünglichen Vertiefungen des Beckengrundes einen flachen Seeboden an; die Geschiebe dagegen werden am Beckenrande in schräger Übergußschichtung abgelagert und mit den transgredierenden Absätzen des verlängerten Wasserlaufes zugedeckt. Infolge der radialen Verlegungen des Einlaufes dringen sie als Schwemmkegel in den See hinaus. Nach dem klassischen Schulfalle des Nil wird jedes marine und limnische Mündungssediment dieser Art als Delta bezeichnet. Die Fig. 261 profiliert ein zugeschüttetes Seebecken und zeigt, daß sich fossile Seeablagerungen an der ursprünglich schrägen Schichtung der gröberen Sinkstoffe erkennen und von Flußanschwemmungen unterscheiden lassen.

Fig. 261. Verschüttetes Seebecken. Unter dem fluvialen Schwemmboden die schrägen Deltalagen und der wagrechte, feinerdige Bodensatz.

In den abflußlosen Seen der regenarmen, zur Steppen- und Wüstenbildung neigenden Erdräume wird die mechanische Sedimentation zum großen Teil und zeitweilig auch ganz durch die chemische ersetzt. Die Steppenflüsse, deren Wasser in solchen natürlichen Pfannen verdampft, führen in Trockenzeiten keine Trübe, sondern nur gelöste Stoffe, vor allem kohlensauren Kalk, schwefelsauren Kalk, Chlornatrium, Chlormagnesium und andere Natron- und Magnesiasalze. Alle diese Stoffe reichern sich in dem verdunstenden Seewasser bis zur Sättigung an und kristallisieren dann dem Mischungsverhältnisse gemäß aus. In dem einen Becken wird nur Kalksinter, in einem andern nur Gips oder Anhydrit, in einem dritten zuerst der schwefelsaure Kalk und dann das Steinsalz gefällt. So bildet sich z. B. auf dem Boden des Eltonsees eine richtige Salzlagerstätte. Geht die Eindampfung noch weiter, so werden aus der Mutterlauge schließlich auch noch die am leichtesten löslichen Salze, wie Chlorkalium und Chlormagnesium, ausgeschieden (S. 41). In manchen Seen ist das Mengenverhältnis der Salze von der Art, daß Borax oder kohlensaures Natron ausfällt. Boraxseen kommen z. B. in Tibet, Natronseen in Persien, Kleinasien und Ägypten vor.

Klimaschwankungen können durch eine stärkere Wasserzufuhr, wie früher (S. 40) gezeigt wurde, Rückfälle in der Ausscheidungsfolge bewirken

Digitized by Google

oder gar die Flüsse so schwellen und trüben, daß die gefällten Salze mit einer Lage von Tonschlamm (Richthofens Seelöß) zugedeckt werden. Auch Staubfälle hinterlassen solche Einschaltungen. Da die Salzlager der ältesten wie der jüngsten Formationen in ihrer beschränkten Ausdehnung, in der Ausscheidungsfolge, in den Rückfällen und in der Einschaltung toniger Mittel vollkommen dem Bodensatze der Steppenseen entsprechen, und da diese Sedimentation gegenwärtig in weitester Verbreitung vor sich geht, darf man die fossilen Salzlager wohl im Sinne Walthers als Steppen- und Wüstenbildungen auffassen.

Die Ablagerungen des Meeres zeichnen sich nicht nur durch ihre Verbreitung und ihren hervorragenden Anteil an dem Aufbau der Erdrinde, sondern auch durch die Mannigfaltigkeit ihrer Herkunft und Bildungsweise vor allen anderen Sedimenten aus. Die festländischen Zerfallstoffe, aus denen sie bestehen, werden teils durch die Strandarbeit des Meeres selbst gewonnen, teils von den Flüssen, den Gletschern und den Winden herbeigeschafft. Dazu kommen noch die Auswürfe über- und untermeerischer Vulkane und der meteorische Staub, der sich in dem außerordentlich langsam anwachsenden Bodensatze der Tiefsee so anreichert, daß er unter dessen übrigen Gemengteilen nicht mehr übersehen werden darf. Der Bildungsweise nach zerfallen die marinen Sedimente in drei Hauptgruppen, denen ziemlich scharf gesonderte Ablagerungsräume zukommen. In dem äußersten Gürtel werden die ins Meer gespülten und getragenen Sinkstoffe mechanisch abgesetzt. Die Tiefe ist ohne Belang. Es handelt sich nur um die schwankende Entfernung, bis zu der die feinsten schwebenden Teilchen durch Strömungen von der Küste weg verschleppt werden. Innerhalb dieses Gürtels der mechanisch abgesetzten kontinentalen oder terrigenen Sedimente breitet sich bis zur Tiefe von 4000—5000 *m* die pelagische Stufe aus, deren Schlamm hauptsächlich von dem im Meereswasser gelösten und durch die Vermittlung des Plankton organisch ausgeschiedenen Kalke herrührt. In den tiefsten Tiefseegründen endlich herrscht wiederum die mechanische Sedimentation; nur sind die Stoffe, die hier abgelagert werden, von ganz anderer Herkunft als die des kontinentalen Gürtels. Man hat also peripherische und zentrale Gebiete mechanischer und eine breite Zwischenstufe organischer Sedimentation auseinander zu halten.

Die Absätze des kontinentalen Gürtels sind vor Steilküsten gut geseigert. Die Meereshalde, die sich mit schräger Übergußschichtung an die Kante der Strandleiste anlehnt, besteht aus grobem Gerölle und dessen sandigem Zerreibsel, während der ausgewaschene Tonschlamm in weiterem Abstande niedergeschlagen wird. In derselben Weise nimmt auch die Korngröße des Schuttes ab, den die Flüsse eines Küstengebirges dem Meere zuführen. An Flachküsten und vor der Mündung der Tieflandströme dagegen reicht der Schlamm und Feinsand bis zum Strande hinauf. Die Deltas bezeichnen hier die Stellen, wo die marine Erosion von der fluvialen Akkumulation übertroffen wird.[1]) Es sind riesige und ganz flache, unmerklich geneigte Schwemmkegel, die der schwankenden Wassermenge und Trans-

[1]) Vgl. die Deltakarten bei Credner, a. a. O.

Digitized by Google

portkraft der Flüsse gemäß aus einer Folge rasch wechselnder Schlamm- und Sandlagen bestehen. Im Gegensatze zu den Seedeltas, die sich an der Mündung jedes Wasserlaufes einstellen, fallen die marinen sehr oft aus, ohne daß der Grund offen zutage träte. Ihre Verbreitung hat daher etwas Launenhaftes. Der fluviale Absatz am Meeresgestade erfolgt eben unter so verwickelten und gegensätzlichen Umständen, daß die Frage, warum die eine Flußmündung regelrecht verbaut wurde und die andere offen blieb, von Fall zu Fall geprüft werden muß. Im allgemeinen läßt sich nur sagen, daß eine starke Sedimentführung der Flüsse, ein ruhiges Meer und der Schutz der Mündung durch Inselketten und Nehrungen die Deltabildung fördern, während starke Gezeiten- und Küstenströmungen und eine freie, dem Angriffe von Sturmfluten ausgesetzte Lage dem Ansatze von Neuland hinderlich sind. Der von Credner vorausgesetzte Einfluß der säkularen Senkungen, von denen man allerdings leicht annehmen könnte, daß sie die Deltas ertrinken lassen, wird nirgends bestätigt. Eine solche Senkung geht offenbar so langsam vor sich, daß sie die Deltabildung nicht überholen kann. Darauf weist die große Mächtigkeit des Schwemmlandes und die Einschaltung von Torflagern hin, die in vielen Deltas, so in dem des Rhein, des Po, des Ganges, des Mississippi, durch Bohrungen festgestellt wurde.

Das Wachstum der Deltas, das unter radialen Flußverlegungen und Überschwemmungen erfolgt, schwankt als die Resultierende aller fördernden und hemmenden Einwirkungen innerhalb weiter Grenzen. Der Nil schiebt sein Delta im Jahresdurchschnitt um 4 *m* vor, das Mississippidelta, das mit seinen „Pässen" als Typus eines rasch ausgreifenden Deltas gelten kann, rückt im Südpaß 85 *m* und im Südwestpaß 113 *m*, das kaspische Terekdelta aber sogar 495 *m* vor. Daß sich das Schwemmland unter dem Meeresspiegel mit äußerst schwacher Neigung fortsetzt, statt mit einem Steilhange zum Meeresboden abzufallen, ist mit der ungleichen Dichte des Süß- und des Salzwassers zu erklären. Das Flußwasser breitet sich auf dem schweren Seewasser aus und trägt, ehe es sich mit diesem zu Brackwasser vermischt, die feinsten schwebenden Tonteilchen weit ins Meer hinaus. Wenn die Flußtrübe schon in der Mündung in Brack- und Salzwasser geriete, würde sie, da der Salzgehalt den Niederschlag sehr beschleunigt, sogleich abgesetzt. Die Deltas gingen dann nicht als flache Schwemmkegel, sondern mit jähen Rändern in die Tiefe.

Wenn man von den Deltas absieht, ist die Bildung von Neuland an Flachküsten, die weder von einer starken Brandung getroffen noch von einer Strömung bestrichen werden, hauptsächlich dem Wechsel der Gezeiten zu danken. So hält der Nordseestrand im Schutze der friesischen Inseln den Schlamm der kenternden Flut zurück, bis die langsam anwachsende Bank der Watten durch Deiche gesichert und dem alten Marschlande als Polder angegliedert wird. An freien Küsten sorgt die rasch aufkommende Vegetation für die Befestigung der dem gewöhnlichen Hochwasser entstiegenen Bänke. Am raschesten erfolgt der Landgewinn an den Mangroveküsten der Tropen, wo sich der angeschwemmte Schlamm in dem Geflechte der Luftwurzeln wie in einem Rechen fängt.

Den meisten Küsten folgen Strömungen, die entweder einem der großen

Digitized by Google

Stromsysteme des Meeres angehören oder örtlich durch auflandige Dauerwinde oder durch die Gezeiten hervorgerufen werden. Solche Strömungen vertragen den von der Brandung und von den Flüssen gelieferten oder von den Wellen der Flachsee aufgerührten Sand und Schlamm und lassen ihn dort, wo sie abflauen, strichweise wieder fallen. Ein Ausläufer des Golfstromes fegt die kantabrische Küste und setzt alles, was er hier entführt, an dem Strande der Landes ab. Schwächere Küstenströme verschleppen die Sinkstoffe der Rhone, des Isonzo und der venezianischen Flüsse, des Dnjester und der Donau gegen West und Süd. Im Kanal ist es der Flutstrom, der die Küsten säubert und z. B. den Brandungsschutt der Calvados nach Trouville bringt. Die Haken und Nehrungen, die sich an die Vorsprünge tief gebuchteter Flachküsten, wie der baltischen, zu heften pflegen, weisen immer auf Strömungen hin. Wo das Gestade jäh einspringt, geht die Strömung, die ihm folgt, in der bisher eingehaltenen Richtung über die Ecke hinaus und schüttet von dieser Ecke weg einen Rücken auf dem Boden der Flachsee auf. Erreicht der Rücken infolge weiterer Anschwemmungen den mittleren Hochwasserstand, so kann er durch Dünen noch mehr erhöht und in eine richtige Landzunge verwandelt werden. Da die Strömung in einer gewissen Entfernung von der Ecke in die Bucht einzuschwenken pflegt, krümmen sich die schmalen Küstenfortsätze gewöhnlich zu Haken. In flachem Bogen verlängerte Zungen werden zu Nehrungen, die die Buchten oder doch deren innerste Winkel als Lagunen (Haffe) vom Meere abschnüren. Die Danziger Bucht bietet mit dem Haken von Hela und der frischen Nehrung ein treffliches Beispiel. Stößt eine litorale Strömung auf eine Insel, so wird diese sehr oft als gestielte Halbinsel landfest. Während die Bildung von Haken und Nehrungen unter allen Umständen eine Strömung voraussetzt, kann das Wandern der Sinkstoffe längs dem Strande (die „Küstenversetzung" Philippsons) auch durch die Brandung allein veranlaßt werden. Wenn die Wellen nicht ganz senkrecht, sondern schräg auflaufen, legt jedes Körnchen des Küstenschuttes einen Zickzackweg zurück, da es von den brandenden Wellen schräg über den Strandgürtel getrieben und von dem abfließenden Wasser immer wieder in der Normalen herabgespült wird. Daraus ergibt sich eine Versetzung im Sinne des Wellenganges.

Die litoralen, Sand und Gerölle führenden Ablagerungen bilden nur einen schmalen Saum des kontinentalen Schlammgürtels, der die Abhänge der Festlandsockel und den Boden der Rand- und Mittelmeere (mit Ausnahme des amerikanischen) einnimmt. Die feinerdigen Sinkstoffe dieses Gürtels wurden teils durch das fluviale Oberwasser verschleppt, teils nach dem Niederschlage von den bis auf den Grund hinabreichenden Strömungen der Flachsee ausgebreitet. Zum Unterschied von dem organisch ausgefällten Schlamme der pelagischen Räume, der im engeren Sinne als Schlamm (englisch Ooze) bezeichnet wird, heißt der mechanisch abgesetzte Pelit Schlick (englisch Mud). Am verbreitetsten ist der durch Schwefeleisen und organische Stoffe gefärbte blaue Schlick. In den Tropen, wo die Flüsse viel Laterit einschwemmen, wird der Schlick durch Eisenoxyd gerötet. Kalkküsten bleichen ihn. Wo er hauptsächlich aus vulkanischen Tuffen und Zerfallstoffen besteht, ist er licht- bis dunkelgrau gefärbt. Grüner, glaukonit-

Digitized by Google

reicher Schlick kommt stellenweise an der Grenze des kontinentalen Gürtels gegen die pelagischen Böden vor und pflegt daher in Mergel überzugehen. Seine Glaukonitkörnchen sind zumeist Steinkerne von Foraminiferenschalen (S. 31). In der Reihe der geologischen Formationen erweisen sich mächtige Schichtenkomplexe von Ton, Schieferton und Tonschiefer durch ihre marinen Fossilien als Schlick. Fremdartig muten nur die durch Bitumen oder durch kohlige Teilchen geschwärzten Lagen an. Die Härte der Pelite nimmt in der Regel mit dem Alter zu, weil sie ebenso wie die Schieferung von dem Drucke herrührt, den die hangenden Sedimente und die tektonischen Störungen bewirkten. Wo diese härtenden Einflüsse ausblieben, können selbst uralte Schichten — wie das baltische Kambrium — aus bildsamem Ton bestehen.

In manchen Meeresräumen, z. B. im Mittelländischen und im Schwarzen Meere, wurden im Bereiche des Schlicks ausgedehnte Ablagerungen von anorganischem Kalkschlamm und stellenweise auch feste Krusten angetroffen. Es handelt sich da um Stoffe, die im Seewasser gelöst waren und durch die Zersetzung abgestorbener Organismen ausgefällt wurden. Unter den organischen Beiträgen zur Sedimentation des kontinentalen Gürtels kommen hauptsächlich die tropischen Korallen- und Algenriffe und die Algenfluren und Muschelbänke der höheren Breiten in Betracht. Die Korallenriffe setzen sich überall an, wo die durch geschlechtliche Fortpflanzung entstandenen Schwärmlarven stockbildender Kalkkorallen haften bleiben.

Jedes aufgewachsene Tier scheidet zunächst eine Fußplatte und dann in dem radial gefalteten Darmsacke ein becherförmiges, durch Sternleisten gekennzeichnetes Skelett aus. (Vgl. S. 68.) Durch Teilung und Knospung entwickelt sich aus dem Einzeltier der Stock, der immer weiter aufwärts und seitwärts sproßt, während sein Kern ausstirbt. Leben herrscht nur auf der Oberfläche. In der Bauart ihrer Stöcke weichen die verschiedenen Anthozoen weit voneinander ab. Es gibt Korallenrasen und Korallenpölster, plumpe Knollen, pilz- und schirmförmige Stöcke. Die Höhe einer busch- oder baumartig aufgewachsenen und der Durchmesser einer polster- oder schirmförmig ausgebreiteten Kolonie erreicht einige Meter. Jeder ausgewachsene Stock geht unter marastischen Erscheinungen ein; das Aufkommen neuer Stöcke wird dann wieder durch geschlechtliche Zeugung ermöglicht.

Das Innere der bankförmig aufgebauten Korallenriffe besteht aus einem Haufwerk ausgestorbener Stöcke, die zusammenhangslos in Kalksand eingebettet liegen. An der Aufbereitung dieses Füllsandes, der den Hauptbestandteil der Riffe bildet, arbeitet vor allem die Brandung. Sie reißt an der Riffkante die Verästelungen der Korallenstöcke ab und wirft die Bruchstücke auf den flachen Scheitel des Riffes, wo sie teils von Kalkalgen überrindet und verkittet, teils durch den Wellenschlag zu Grus und Sand zerrieben werden. Algenkrusten und die Schälchen großer litoraler Foraminiferen nehmen immer an dem Riffbau teil und gewinnen manchmal sogar die Oberhand. Im Schutze der Korallenstöcke halten sich auch Seeigel und grobschalige Muscheln und Schnecken auf, die nach ihrem Tode von den großen scherentragenden Krebsen zerbrochen und zerkleinert werden. Die Scherben und Splitter, die dabei abfallen, füllen zugleich mit dem Brandungsschutte die Lücken der Korallenstöcke aus und das ganze verwandelt sich

Digitized by Google

unter dem lösenden und umlagernden Einflusse des warmen, mit den Zerfallstoffen tierischer Weichteile versetzten Riffwassers in strukturlosen, dichten Riffstein. Ein solcher Kalk enthält nur hie und da Einschlüsse von Korallenfragmenten, ist aber sonst kaum von einem älteren Gebirgskalke zu unterscheiden. Oft werden die leicht löslichen aragonitischen Korallenkelche nur durch kalzitische Steinkerne vertreten. Wie der Füllsand so erhärtet auch der Schutt, der sich unter der Riffkante anhäuft, zu einem festen, oft brecciösen Kalk. Da er durch die Brandung geseigert wird, nimmt die Haldenböschung vom Riff weg rasch ab.

Die riffbauenden Korallen gedeihen bekanntlich nur in reinem, schlammfreien Seewasser, dessen Temperatur nicht unter 20° sinkt. Sie meiden daher selbst im äquatorialen Gürtel die Küsten, die von kaltem Auftriebwasser bespült werden und steigen nirgends tiefer als 50 *m* unter den Meeresspiegel hinab. Die Stufe, auf der sie am raschesten wachsen, reicht sogar nur bis zur Tiefe von 30 *m*. Felsigem Grunde geben sie den Vorzug, weil sie sich da am leichtesten anheften können und weil ihnen das Wasser durch die Brandung nicht getrübt wird. Am üppigsten ist das Wachstum in den Stöcken

Fig. 262. Lebendes Riff *r* mit Halde *h*. Die Stöcke im Füllsande schwarz. *m* Meeresspiegel, *k* Kanal, *r'* altes gehobenes Riff als Strandmarke.

der Riffkante, denen durch die Brandung und durch Strömungen immer frisches Wasser mit Plankton zugeführt wird. Die Leeseite verkümmert. Darum wächst das Riff seewärts oft im Überhang aus, während es von der Küste durch seichte Kanäle getrennt wird. Aufwärts kann ein Riff natürlich nur bis zum Stande des Niedrigwassers wachsen, obzwar einige Korallenarten, z. B. die Poriten, stundenlang im Trockenen leben können. Das inselförmige Auftauchen eines Riffes ist daher der Brandung zuzuschreiben, die aus den abgebrochenen Trümmern der Riffkante einen Wall aufwirft, den schließlich auch das Hochwasser nicht mehr überflutet. Eine weitere Erhöhung bewirkt dann allenfalls noch der Wind durch die Aufschüttung von Dünen.

Die einfachste Form der Riffe sind die Krustenriffe. Sie überziehen sowohl seichte Küstenbänke als auch pelagische, etwa durch Eruptionen angelegte Untiefen mit Kalkdecken, deren Mächtigkeit oft nur einige Meter, manchmal aber auch 30—40 *m* erreicht. Wächst ein solches Riff im engsten Anschluß an eine Küste, so wird es als Küstenriff bezeichnet. Das raschere Wachstum der Kante hat zur Folge, daß sich zwischen ihr und dem Strande schmale und seichte Kanäle bilden. Ein freies, pelagisches Küstenriff kann sich aus demselben Grunde zu einem Ringriff oder Atoll entwickeln, doch wird die Lagune, die sich über den langsamer wachsenden mittleren Teilen bildet,

Digitized by Google

gerade so wie der Kanal auf der Leeseite eines Küstenriffes immer nur einige Meter Tiefe erreichen. Atolle, die als lückenhafte Inselkränze oder auch als geschlossene Ringinseln 30—90 *m* tiefe Lagunen umgeben, und Wallriffe, die wie der 2000 *km* lange Riffzug der Nordostküste Australiens über 100 *km* vom Lande abstehen und durch 100 *m* tiefe Meeresstraßen von ihm geschieden werden, müssen eine sehr bedeutende, nur mit Senkungen erklärbare Mächtigkeit besitzen. Auf diesen Gedanken verfiel Darwin, als er auf seiner Weltreise unter den Inseln der Südsee bald auf Atolle, bald auf hohe Vulkaninseln mit Wall- und Küstenriffen stieß. Aus dem Nebeneinander dieser Formen ergab sich ihm ein Nach- und Auseinander, eine Entwicklungsreihe, deren Glieder sich durch die Annahme einer säkularen Senkung leicht verknüpfen ließen. Wenn sich Korallen an einer Insel festsetzen, so bauen sie in deren Umkreise nach Darwin zunächst ein eng anliegendes Küstenriff. Tritt nun eine langsame Senkung ein, mit der das Wachstum der Korallen Schritt halten kann, so gewinnt die begünstigte Prallseite des Riffes eine dem Betrag der Senkung entsprechende Mächtigkeit, während die Innenseite verkümmert und früher oder später unter das Niveau des Korallenlebens gerät. So bildet sich zwischen der sinkenden Küste und der emporwachsenden Riffkante ein breiter und tiefer Kanal: das Küstenriff wird zum Wallriff. Eine anhaltende Senkung, eine Verwerfung von großer Sprunghöhe, kann schließlich die ganze Insel verschwinden lassen und den Kanal zur Lagune erweitern: das Wallriff wird zum Atoll.

Wesentlich und von bleibendem Wert ist in Darwins Rifftheorie die Ableitung der großen, von der Tiefe der Lagunen und dem Küstenabstand der Wallriffe geforderten Mächtigkeit des Korallenkalkes aus säkularen Senkungen. Das Untertauchen von Inseln ist Nebensache; ein Atoll mit tiefer Lagune kann auch aus einem sinkenden Krustenatoll hervorgehen, das sich auf einer vulkanischen, allenfalls durch pelagische Sedimente bis zum Korallenniveau erhöhten Bank ansetzte. Die Annahme von Senkungen aber ist nicht zu umgehen. Semper, Murray, Agassiz und andere Forscher, die im Gegensatze zu Darwin alle Riffe als stationäre Krustenriffe von geringer Mächtigkeit auffassen, konnten die Entstehung der tiefen Kanäle und Lagunen nicht erklären und wurden obendrein durch den Nachweis bedeutender Riffstärken widerlegt. Prof. David aus Sidney führte 1898 auf dem Atoll Funafuti, nördlich von den Fidschiinseln, eine Bohrung aus, die bis in eine Tiefe von 340 *m* ging, ohne den Riffstein zu durchstoßen. Vom 3. bis zum 10. Meter war der kavernöse, wenig verfestigte Kalk etwas dolomitisch und im letzten Drittel des Bohrloches, wo der Fels fest wurde, herrschte sogar der Dolomit vor.[1]) Die Bohrkerne brachten aus allen Tiefen rezente Korallen, Algen und litorale Foraminiferen. Außerdem fanden sich Spongiennadeln, Seeigelstacheln, Wurmröhren, Schnecken, Muscheln und Krebspanzer. Die Korallen gewinnen nur lagenweise die Oberhand. Im allgemeinen herrschen die Foraminiferen und die Algen (besonders Lithothamniumknollen) weitaus vor. In den ersten 50 *m* ist das Raumverhältnis der Korallen zu den beiden anderen Riffbauern 1 : 5. In den folgenden 150 *m* sind sie noch schwächer

[1]) Über Dolomitbildung vgl. S. 46.

Digitized by Google

vertreten und im letzten Drittel des Bohrloches überwiegen bald die Korallen, bald die Foraminiferen, ohne daß jedoch die Algen ganz verdrängt würden. Eine richtige Wechsellagerung von Algen-, Foraminiferen- und Korallenkalk findet nicht statt. Das Riff ist vielmehr in seiner ganzen Mächtigkeit eine einheitliche Bildung.[1])

Dieselbe Beweiskraft wie die denkwürdige Bohrung auf Funafuti besitzt das Vorkommen gehobener Riffe in der Fidschigruppe. Einige der kleineren von lebenden Riffen umsäumten Inseln dieser Gruppe sind vollendete, durch zentrale Senken gekennzeichnete Atolle, die durch eine Hebung dem Meere entrückt wurden. Da die Mächtigkeit des Korallenkalkes die Tiefe der Korallenstufe weit übertrifft — auf Tuvutha erreicht sie 240 *m* — muß der Hebung zur Zeit der Atollbildung eine Senkung vorangegangen sein. Agassiz, der diesen Sachverhalt selbst festgestellt hat, suchte ihn für Darwins Theorie dadurch zu entwerten, daß er den gehobenen Korallenkalk trotz seiner rezenten Fauna in die jüngere Tertiärzeit zurückschob. Dieses Verfahren ist nicht nur unstatthaft, sondern auch zwecklos. Ob ein Riff in der Gegenwart oder in der Tertiärzeit durch Senkung auf 200 *m* anwuchs, ändert nichts an der theoretischen Bedeutung des Falles — man müßte denn zu der Annahme greifen, daß die stockbildenden Kalkkorallen der Vorzeit tiefer ins Meer hinabreichten als die der Gegenwart.

Die fossilen Korallenriffe, die in den verschiedensten Formationen nachgewiesen wurden, gelten — schon wegen der ungeheueren Mächtigkeit, die sie stellenweise erreichen — bei allen Geologen als Seichtwasserbildungen, die unter denselben Umständen wie die heutigen Riffe entstanden. Da die koralline Struktur oft verwischt ist — besonders dort, wo der Riffstein dolomitisiert wurde — und da die fossilen Riffe auch nachträglich noch starke Veränderungen erlitten, läßt sich nicht immer mit voller Sicherheit entscheiden, ob ein solches altes Riff von Korallen oder von anderen Riffbauern, vor allem von Kalkalgen, herrührt. So wurden z. B. die riesigen, ungeschichteten Tafeln und Klötze von Schlerndolomit in Südtirol, die Richthofen wegen ihrer steilen Ränder und wegen ihrer Verzahnung mit mechanischen Sedimenten als fossile Korallenriffe aufgefaßt hatte, in jüngster Zeit von Rothpletz u. a. auf die Anhäufung von Diploporen zurückgeführt. In sehr vielen Fällen dürfte der Streit gegenstandslos sein, denn nach den spärlich erhaltenen organischen Einschlüssen ist zu vermuten, daß die fossilen Riffe gerade so wie die lebenden von Korallen und Algen aufgebaut wurden. Es käme dann nur darauf an, ob die einen oder die anderen vorherrschten.[2]) Die große Mächtigkeit der Riffe — der Schlerndolomit erreicht 900 *m* — ist bei Algen wie bei Korallen nur durch Senkungen zu erklären.

Von geologischer Seite ist denn auch Darwins Theorie noch nie angefochten worden. Stillstände in der Senkung mögen wiederholte Übergriffe des organischen über das klastische Sediment veranlaßt haben. Solchen Übergriffen entspricht die auffällige Verschränkung und Verzahnung der

[1]) The Atoll of Funafuti, Report of the Coral Reef Comittee of the Royal Society, London 1904.

[2]) Vgl. die Erörterung der Rifffrage durch Benecke im N. Jahrb. 1895, I. B., 104.

Digitized by Google

beiden Sedimentarten, die neben dem jähen Auskeilen des Kalkes zu den besten Kennzeichen der fossilen Riffe gehört. Weitere Anhaltspunkte bietet manchmal das Vorkommen undeutlich geschichteter Kalkbänke auf dem Abfalle des strukturlosen Riffsteines. Solche Bänke vertreten die ursprüngliche Riffhalde. Sie zeichnen sich nicht nur durch ihre rohe Übergußschichtung, sondern auch dadurch aus, daß sie die einzelnen Trümmer und Brocken des Haldenschuttes wie in einer Riesenbreccie erkennen lassen (Blockstruktur) und stellenweise sogar als richtige Geröllzungen zwischen den Schichten des klastischen Sedimentes auskeilen.

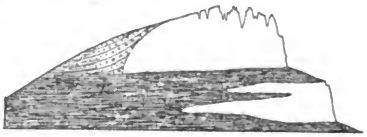


Fig. 263. Schematisches Profil fossiler Dolomitriffe in Mergelschiefern. Links ursprüngliche Riffböschung mit konglomeriertem Haldenschutt.

Die pelagischen Böden und Schwellen, die sich innerhalb des Gürtels der kontinentalen Ablagerungen ausbreiten, werden bis zur Tiefe von 4000 bis 5000 *m* hauptsächlich von organischem Kalkschlamm eingenommen. Dieser klebrige, gelblich-graue Schlamm, der erst beim Trocknen kreidig bleicht, besteht zu zwei Dritteln aus den winzigen Gerüsten, die von Planktonorganismen ausgeschieden wurden und nach dem Absterben dieser Organismen zu Boden sanken. Die wichtigsten Kalkbildner sind Foraminiferen, besonders die Gattung der Globigerinen, und kleine treibende Geißelinfusorien, deren kugelige Gerüste in scheibenförmige und gestielte Körnchen (Kokko- und Rhabdolithen) zerfallen, die erst bei tausendfacher Vergrößerung zu erkennen sind (Fig. 264). Da die Globigerinen weitaus vorherrschen, wird der Schlamm als Globigerinenschlamm bezeichnet. Nach Murray besteht er durchschnittlich aus

55·2% Foraminiferen,
9·2% Kokkolithen u. dgl.
1·6% Kieselbildnern,
34% mechanischem Sediment.

Eine sorgfältige Schätzung Gümbels ergab, daß in 1 cm^3 Globigerinenschlamm, der bei Neu-Amsterdam heraufgeholt wurde, 5000 größere, 200.000 kleinere Foraminiferen und 220.000 Foraminiferenfragmente enthalten waren. Da die Globigerinen am besten in warmem Wasser gedeihen, erreicht der zoogene Kalkschlamm nur dort höhere Breiten, wo die Ausläufer der äquatorialen Strömungen polwärts vordringen. Auf die pelagischen Räume sind die Foraminiferen nicht beschränkt; sie kommen auch im Plankton des kontinentalen Gürtels vor. Daß sie hier im Schlick nahezu verschwinden, ist mit dem raschen Fortschreiten des mechanischen Absatzes zu erklären. Seewärts

Digitized by Google

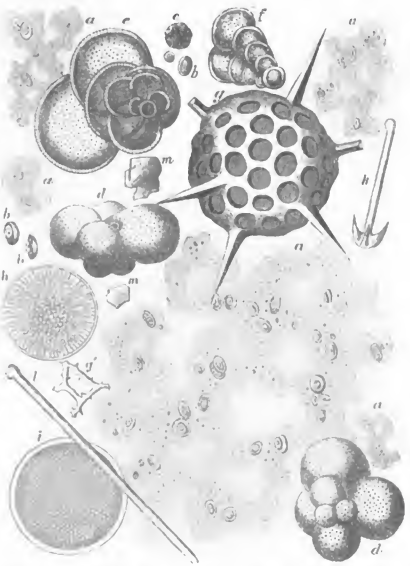


Fig. 264. Probe des Globigerinenschlammes, 700 : 1, nach Zittel. *a* kokkolithenreiche Teile, *b* einzelne Kokkolithen, *c* eine Kokkosphäre, *d* Globigerinen (rechts unten die Oberseite einer Schale, links eine Schale von unten, mit der Mündung), *e* eine aufgebrochene Schale, *f* die Foraminiferengattung Textularia, *g* und *g'* Radiolarien, *h* und *i* Diatomeenscheibchen, *k* und *l* Spongiennadeln, *m* Mineralsplitter.

reichern sich die organischen Sinkstoffe infolge der Abnahme der klastischen allmählich an, so daß der Schlick durch einen mergeligen Schlamm in den pelagischen Kalkschlamm übergeht. Der Mergel wird strichweise durch Glaukonitkonkretionen, die sich in den Foraminiferengehäusen bilden, grün gefärbt. Eine merkwürdige Abart des zoogenen Schlammes ist der auf den südatlantischen Rücken und einige Striche des Stillen Ozeans beschränkte Pteropodenschlamm, in dem die Globigerinen zum großen Teile durch

Fig. 265. Lebender Flossenfüßer (Cleodora lanceolata) in seiner Schale.

Digitized by Google

die zierlichen köcherförmigen Kalkgehäuse der frei schwimmenden Flossenfüßer verdrängt werden.

In manchen Meeresräumen, zumal in höheren Breiten, wird der Kalkschlamm von Kieselschlamm abgelöst. Dieser besteht entweder aus den winzigen Krusten einzelliger Kieselalgen (Diatomaceen) oder aus den in wunderbarem mikroskopischen Filigran gearbeiteten stacheligen Gitterkugeln der Radiolarien (Fig. 16 und 264). Der gelbliche, weiß trocknende Diatomeenschlamm bildet einen Gürtel um die Antarktis, und der Radiolarienschlamm, der je nach dem Eisengehalte gelblich bis braun gefärbt ist, steigt im östlichen Stillen Ozean und stellenweise auch im Indischen bis in die größten Meerestiefen hinab. Im Gegensatze zum Kieselschlamm verschwindet der Kalkschlamm schon auf der Stufe von 4000—5000 *m*.

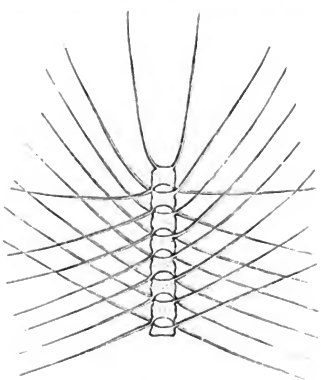


Fig. 266. Diatomeenkette des Plankton mit feinen Kieselnadeln. 400 : 1. Nach Walther.

Schlammproben aus dieser Stufe ließen unter dem Mikroskop eine deutliche, mit der Tiefe rasch zunehmende Korrosion der Globigerinengehäuse erkennen. Augenscheinlich wird der Kalk in den tiefsten Senken gelöst. Der Grund ist weniger in der geringfügigen Zunahme des Kohlensäuregehaltes als vielmehr in dem gesteigerten, die Lösung fördernden Drucke des Tiefenwassers zu suchen.

Das Sediment, dem der organisch ausgefällte Kalkschlamm in den größten Meerestiefen weicht, ist der rote Tiefseeton: ein vollkommen oder doch bis auf verschwindende Spuren entkalkter, zäher, rot bis braun gefärbter Ton, der aus der Zersetzung vulkanischer Aschen und Bimssteine hervorging, also am besten als Tuff zu bezeichnen wäre. In allen Proben dieses Tuffes wurden knollige Mangankonkretionen und etwas kosmischer Staub angetroffen. Von organischen Einschlüssen kommen nur Radiolarienskelette, Haifischzähne und die Ohrknochen von Walen vor. Alles andere

Digitized by Google

ging in Lösung auf. Außerordentliches Interesse erregten die Grundproben, die Zähne von tertiären Haiarten enthielten. Solche Einschlüsse der obersten Schlammlage lassen ebenso wie die Anreicherung der meteorischen Körner darauf schließen, daß der Niederschlag des Tiefseetones mit einer kaum mehr vorstellbaren Langsamkeit erfolgt. Jedenfalls wird schon bei der Bildungsdauer einer mittelstarken Schichte nur das geologische Zeitmaß in Frage kommen.

Aus der Meeresbodenkarte, die Murray, allerdings auf unzureichender Grundlage, entwarf,[1]) ließen sich für die Verbreitung der marinen Sedimentarten die folgenden Annäherungswerte ableiten.

Schlick	41	Millionen	Quadratkilometer
Korallensand und Schlamm	7	„	„
Vulkanischer Sand und Schlick	2	„	„
Gürtel der kontinentalen Absätze	50	Millionen	Quadratkilometer
Globigerinenschlamm	128	„	„
Pteropodenschlamm	1	„	„
Radiolarienschlamm	6	„	„
Diatomeenschlamm	28	„	„
Böden organischen Schlammes	163	Millionen	Quadratkilometer
Roter Tiefseeton	133	„	„
Pelagische Absätze überhaupt	296	Millionen	Quadratkilometer.

Wie der Schlick und die übrigen kontinentalen Sedimente so finden auch die verschiedenen organischen Schlammarten der Tiefsee in den marinen Schichtenreihen, die sich an dem Aufbaue der Kontinente beteiligen, ihresgleichen. Es wurde schon im petrographischen Abschnitte hervorgehoben, daß die Schreibkreide und mancher dichte Kalkstein als Foraminiferenkalk dem Globigerinenschlamme, der Hornstein und Kieselschiefer dem Radiolarienschlamme, die Cephalopodenkalke endlich dem Pteropodenschlamme entsprechen. Aber auch für den roten Tiefseeton wurden fossile Äquivalente gefunden. So kommen im Jura der Ostalpen — vgl. das Profil des Sonnwendjoches Fig. 188 — Lagen eines radiolarienhaltigen, aber sonst fossilfreien, roten, bisweilen mit Mangankonkretionen ausgestatteten Kieseltones vor, der ganz entkalkt ist und in Tiefen von mehr als 5000 *m* abgesetzt worden sein muß. Von derselben Art sind die dünnen, braunroten bis schwarzen Tonblätter, die manchen pelagischen Kalksteinen eingeschaltet sind. Sie durchflasern knollige Cephalopodenkalke und liegen auf den zackig und spießig korrodierten Schichtflächen von Tiefseekalken, in denen alle organischen Reste bis auf Hornsteinlinsen und spärliche Aptychen oder Belemniten aufgelöst wurden. Die Schichtung solcher Kalke wird durch die Tonmittel bewirkt und läßt sich nur mit der Annahme erklären, daß der Tiefseeboden infolge periodischer Hebungen und Senkungen um die Tiefengrenze der Kalkbildung schwankte. (S. 45, 46 und 143.)

Ein älteres Sediment, das dem rezenten Tiefseetuffe genau entspricht, konnte nur in Zeiten entstehen, in denen die Erde eruptiv war. In dem

[1]) Vgl. Berghaus, Physik. Atlas, I., Nr. 4.

Digitized by Google

äußerst vulkanarmen mesozoischen Zeitalter bestand der Bodensatz der landfernen Tiefsee nur aus Radiolariengerüsten und daneben aus dem minimalen Lösungsrückstande von Foraminiferenschalen und aus Meteoritenstaub. Wo die Radiolarien allzu schwach vertreten waren, kann die Sedimentbildung fast ganz ausgefallen sein. Damit ließe sich z. B. die rätselhafte Lückenhaftigkeit in der durch keine Festlandperiode unterbrochenen Schichtfolge des pelagischen alpinen Jura erklären.

Digitized by Google

Sachregister.

Abdrücke, fossile 64
Abrasion 306
Absatzgesteine 29
Abtragfläche 171, 249, 279, 306
Acanthoceras 117
Achat 22
Actaeonella gigantea 116
Ägäis 184
Äquivalenz 62
Ätna 211
Agnostus 95
Alabaster 40
Albit 55
Algenkalk 44
Algonkian 94
Alluvium 135
Alpen 174
Amaltheus 89, 112
Ambulakren 72
Amethyst 22
Ammoniten 89
Amphibolit 55
Ancylussee 142
Andalusit 54
Andenvulkane 226
Andesit 25
Anhydrit 39
Anthrazit 43
Antiklinale 165
Apenninen 184, 226
Aphanit 28
Aplit 15
Apophysen 16
Aptychen 90
Area diluvii 125
Arcestes gigantogaleatus 108
Archaikum 93
Archäopteryx 111
Archäozoikum 94
Arietites 112
Arkose 31
Armorikanisches Gebirge 186
Artesischer Brunnen 261
Asaphus 97, 98
Asche 28
Äser 295
Asphalt 48
Aspidoceras 113
Atoll 317, 318
Atrio 208
Auflagerung 8, 9
Ausscheidungsfolge im Magma 11
Auswürflinge 28
Automorphe Kristalle 12
Avicula contorta 107

Baculites 90
Bandaisan 207
Barchan 251
Barranco 217
Basalt 26
Basanit 27
Basische Konkretionen 16
Beckenschurf 296
Beinlager 48
Belemnitella 91
Belemniten 91
Belemnites dilatatus 118
Belemnites minimus 118
Belemnites subquadratus 118
Bellerophon 84
Belvedereschotter 126
Bergkristall 22
Bergmannskompaß 150
Bergmehl 44
Bergstürze 281
Bergteer 48
Beutelstrahler 74
Bimsstein 24
Bindemittel 30
Biotit als Kontaktmineral 54
Bitumen 48
Black Hills 146
Blasige Lava 196
Blasige Textur 21
Blattbeben 239
Blätter 168
Blocklava 197
Blocklehm 35
Bodenarten 258
Bödenkorallen 68
Bogenkettung 185
Bohnerz 39
Bohrloch 3
Bomben 28
Bonebed 48
Brachiopoden 78
Brandschiefer 36
Brandung 302, 303

Digitized by Google

Braunkohle 42
Breccie 31
Brüche 137, 146 u. f.
Brüche in Faltengebirgen 183
Bruchlose Umformung 188
Bryozoen 77
Buntsandstein 109

Calamiten 109
Calceola sandalina 98
Caldera 207, 208, 217
Cardiola 96
Cardita imbricata 121
Cassis cancellata 83
Cassis saburon 124
Cenoman 119
Cephalopoden 86
Ceratiten 89
Cerithium margaritaceum 123
Cerithium nudum 122
Cerithium serratum 122
Chalzedon 22
Chelléen 134
Chitin 63
Chloritschiefer 55
Cipollin 56
Clymenia 99
Clypeaster 76
Coloradoplateau 147, 148, 224, 249
Congeria 125
Conoclypeus 76, 121
Conus ponderosus 124
Corbis lamellosa 121
Coseguina 207
Creodonten 128
Crinoiden 73
Crioceras 118
Cyrtoceras 88, 97
Cystidea 74
Cytherea inerassata 122, 123
Cytherea semisulcata 122

Dachsteinkalk 110
Dammseen und -stufen 282
Daonella Lommeli 107
Dauervulkane 204
Dazit 26
Deckhorst 154
Deckschollen 167, 178
Deflation 248
Dekan 202
Delta 312, 314
Dentalium 85
Denudation 247
Devon 98
Diabas 27
Diallag 20, 21
Diatomeen 44, 322
Diatremen 194
Diceras arietinum 111
Dichte der Erde 2
Dichteanomalien 144, 145, 189
Diluvialzonen 133
Diluvium 130
Dinotherium 127, 128
Diorit 20
Diploporenkalk 44
Disjunktive Brüche 152
Diskordanz 154, 155
Dogger 113
Dolerit 27
Dolinen 264
Dolomit 46
Dreikanter 29, 248
Druckmetamorphose 49—52
Druckverteilung in der Erde 2
Drumlins 293, 295
Drusen 22
Dünen 251—253
Durchbruchgesteine 19
Durchbruchtäler 285
Durchgreifende Lagerung 8, 9
Dynamometamorphose 49—52
Dyngjur 200

Ebene 277
Echinolampas Kleini 122, 123
Edelgase der Atmosphäre 214
Einseitiger Schub 172
Einsprenglinge 13
Einsturzbeben 246
Eis 37
Eisenerzlager 55
Eisenglanz 39
Eisenkern der Erde 2
Eisensinter 38
Eishöhlen 267
Eiszeit 131, permische 105
Eklogit 55
Elefanten 128, 132
Eluvium 258
Encrinus liliiformis 106
Endgefäll 272
Endoceras 88, 96, 97
Eozän 121
Eozäne Sänger 127, 128
Epeirogenetische Störungen 144
Epidot 55
Epigenetische Talbildung 286
Epizentralweite 241
Epizentrum 235
Erdbeben 233, abyssische und tektonische 246, vulkanische 246, Wirkungen 243
Erdbebenbeobachtungen 235, 236
Erdbebenbrücken und -inseln 243
Erdbebendauer 242, Geschwindigkeit 241, Herdtiefe 239, Bebenlinien 245, Statistik 244, Ursachen 246, Verbreitung 244
Erdbeben und Bodenbau 243
Erdbeben und Brüche 245
Erdbeben und Vulkane 244
Erdkern 4, 5
Erdöl 48
Erdpech 48
Erdpyramiden 270
Erdrindenstärke 5
Erdwärme 3
Ergußgesteine 13, 21
Erosion 247, äolische 248, fluviale 280, glaziale 291, marine 303, rückläufige 288
Erosion und Gebirgsbildung 289

Digitized by Google

Eruptionen 193, bruchlose 220
Erzgänge 150
Esker 295
Euomphalus 84
Eustatische Strandverschiebungen 143
Eutektischer Punkt 11
Evolution 64
Explosionen, vulkanische 194, 206

Fährten, fossile 64
Faltbarkeit der Erdrinde 189
Faltenarten 165
Faltenland 164
Faltenverwerfung 168
Faltungstheorie 187—192
Favosites 69
Fazies 61
Felsit 13
Felswüste 250
Fernbeben 240
Feuerstein 45
Firn 37
Fjorde 301
Fladenlava 197
Flasergranit 17
Fleckschiefer 36
Flexuren 148
Flöz 9
Flüssigkeitseinschlüsse in Tiefengesteinen 10
Flußwindungen 278
Foraminiferen 65
Formationen 59, Grenzen 61
Fossil 63
Frostwirkungen 256
Fruchtschiefer 54
Fumarolen 213
Fusulinen 66, 102
Fusus bulbiformis 122, longaevus 122, longirostris 84, 124

Gabbro 20
Gang 150
Gangarten 150
Gänge, eruptive 218
Ganggefolge 17
Ganggesteine 13, 21
Ganggranit 16
Gase aus Laven 199, aus erloschenen Vulkanen 213
Gaskern der Erde 4, 5
Gault 119
Gebirgsbildung durch Hebung 143, durch Stauung 164
Gebirgsränder 184
Gefällsterminante 272
Gekröslava 197
Geoden 22
Geoisothermen 4
Geologie 1, 6
Geosynklinalen 174, 189
Geothermische Tiefenstufe 3
Geröll 30
Geschiebe 29
Geschiebelehm 35
Gesteinsverband 8
Geysir 215, 216
Gezeitenströme 308, 309
Gipfeltypen 276
Gips 39, 40
Glasige Struktur 13
Glatzkopf 38
Glaukonit 31
Gletscherbett 295
Gletschereis 37
Gletscherschliffe 292, 297
Gletscherschurf 291, Betrag 294
Gletscherschwankungen der Eiszeit 131
Gletscherstau 302
Glimmer 15
Glimmerfels 54
Glimmerschiefer 54
Globigerinen 66, Globigerinenschlamm 320
Glossopteris 105
Gneis 53
Gomphoceras 97
Goniatiten 88
Grabenbrüche 151
Granit 15—20, Struktur 12
Granitgneis 17
Granitit 15
Granitkliftung 18, 19
Granitporphyr 16
Granulit 53
Graphit 43, als Kontaktmineral 55
Graptolithen 71, 96
Grauwacke 33
Griesfeld 295
Grundgebirge im Faltenland 173, 174, im Schollenland 154
Grundhorste 154
Grundmoräne 35, 291
Grundwasser 260
Grünschiefer 55
Grünstein 27
Gryphaea arcuata 111

Haarsterne 73
Halbebene 279, 306, 307
Halbgranit 15
Haldenschutt 274
Hälleflinta 53
Hallstätter Kalk 110
Halysites 69
Hamada 250
Hämatit 38
Hamites 118
Hangendes 9
Hangendflügel 151
Hangtäler 271, 277
Hargitta 202
Harnisch 150
Haselgebirge 41
Hauptdolomit 110
Hawai 200
Hebungen und Senkungen 138, der Meeresböden 143
Hebung oder Senkung? 160, 161
Hemicidaris 75
Henry Mts. 224
Hexakorallen 69
Hippurites 115, 116
Hodograph 238, 239
Höhlen im Kalk 266
Höhlenflüsse 267, 268
Hohlräume der Erdrinde 2, 152
Homoseisten 239
Hoplites 117
Hornblendeschiefer 55

Digitized by Google

Hornfels 36, 54
Hornstein 47
Horst 151, automorph oder xenomorph 159, 160
Horste West- und Mitteleuropas 156
Humus 258
Hydrozoen 71

Ichthyosaurus 111
Illaenus 92, 97
Inoceramus Cripsi 115
Interglaziale Profile 131
Intrusionen 216
Irreversibilität 59
Isobasen 140
Isoseisten 239
Isostasie 144

Jurafaltung 165
Juraformation 111
Juraverebnung 169
Jurazug und Rheingraben 172
Juvenile Stoffe 215

Kaledonisches Gebirge 186
Kalisalze 41
Kalkalpen 177
Kalkglimmerschiefer 56
Kalkschichtung 9, 45, 323
Kalksilikate 47
Kalksilikatfels 47
Kalksilikathornfels 47
Kalksinter 38
Kalkspat 22
Kalkstein 45
Kalktuff 38
Kambrium 95
Känozoikum 120
Kantengerölle 29, 248
Kaolin 34
Karbon 100
Kare 309
Karnische Stufe 110
Karpaten 179, Flysch 181, Vulkane 226
Karren 263
Karstkalk 263
Karsttäler 267
Karstwasser 266
Kataklase 50, 188
Kerbkrater 204
Kerne 14, 221
Keuper 109
Kettung 185
Kieselgur 44
Kieselkalk 45
Kieselschiefer 48
Kieselsinter 37, 38
Kieswüste 250
Kilauea 205, 206
Klastische Gesteine 29
Kliff 304
Klippen der Karpaten 179, 181
Klüftung durch Torsion 33
Kluftwasser und Kluftquellen 259
Kniefalten 148
Knochenbreccie 48
Knotenschiefer 36, 54
Kohlen 41, Flöze 43, 103, Verbreitung 103
Kohleneisenstein 39
Kohlenkalk 102
Kolke 273, 274
Konglomerat 30
Konsequente und subsequente Flüsse 285
Kontakt mit Granit 17, 18, mit Laven 22, 199
Kontakthof 18
Kontaktmarmor 47
Kontaktmetamorphose des Kalkes 47, der Kohle 43, der kristallinen Schiefer 54, der Tongesteine 36, 37
Kontaktmineralien 18, 47, 54
Kontraktionstheorie 191
Kopffüßer 86
Korallen 67, Riffe 316
Kordierit 54
Korrelation 64
Kosmogonie von Laplace 93
Kössener Schichten 110
Krakatau 207
Krater 196
Kraterboden 205
Kreide 45, Formation 114
Kreuzschichtung 32
Kristalline Schiefer 48
Kristallisation 11, 12
Kristallisationsschieferung 56
Kugelige Absonderung 23
Kulm 102
Küsten 304, 305
Küstenversetzung 315

Ladinische Stufe 110
Lager 9
Lagergänge 220
Lagerungsformen 9
Lakkolithe 14, 223
Lamprophyre 16
Längentäler 284, 287
Lapilli 28
Laterit 24, 257
Laugenprobe der Kohlen 43
Lava 13, 196
Lavakegel 199
Lavenreihe, leichte und schwere 229
Lavenwechsel 212
Lehm 34
Leitfossil 60
Leithakalk 44
Lepidodendron 101
Levantische Stufe 126
Lias 113
Liegendes 9
Liegendflügel 151
Lignit 43
Limburgit 27
Limnische Salze 39
Limonit 38
Lingula 79
Linse 9
Liparit 24
Litorinameer 142
Lithodendron 70
Lithothamnium 44
Lituites 97
Löß 35, 134, 253, 254
Lösung 257
Luftsattel 165
Lydit 48

Maare 194
Mäander 278
Madreporaria 69

Digitized by Google

Magdalénien 134
Magma 10, in Vulkanschloten 205
Magmatische Aufschmelzung 230
Magneteisenberge 20
Malm 113
Mammut 132, 133
Mandelsteintextur 22
Marmor in kristallinen Schiefern 56, im Kontakt 47
Massenеruptionen 201
Massiv 154
Mastodon 127, 128
Mediterranstufen 126
Medlicottia 104
Meeresabsätze 313
Megalodon 107, 108
Melaphyr 27
Mergel 35
Mesozoikum 106
Meteoriten 2
Micraster 115
Mineralquellen 262
Miozän 124
Mittelländisches Meer 162
Mofette 214
Monotis salinaria 107
Monte Venda 217
Monti Rossi 204
Mont Pelé 201, 212
Moränen 291
Mousterien 134
Muhren 272
Mulde 165
Muschelkalk 109
Muscheln 80
Mutterlaugensalze 41

Nachgiebige Schollen 189
Nahbeben 240
Natica millepunctata 83
Naticella costata 108
Nautilus 86
Nehrungen 315
Neocom 119
Nephelin 25
Nerinea 112
Nester 22
New Red 105
Norische Stufe 110
Nummuliten 66

Oberrheinische Tiefebene 157
Obsidian 24
Ocker 38
Old Red 99
Olenellus 95
Olenus 95
Oligozän 123
Olivin 21
Oolith 38, 44
Opal 22
Orthoceras 88
Orthoklas 15
Orthophyr 25
Ortsbeben 240
Ortstein 38
Ostafrikanischer Graben 153
Ostalpen 176, 177
Ostasien 162, 163
Otoceras 104

Palaechinus 75
Paläozoikum 95
Paludina 125
Paradoxides 92
Parkinsonia 112
Paroxysmen der Vulkane 206
Pazifischer Vulkankranz 227
Pechkohle 43
Pechstein 24
Pecten solarium 124
Pectunculus obovatus 123, pilosus 81
Pegmatit 15
Pelagische Schichtung 143, 323
Peneplain 171, 250, 279, 306
Pentamerus 96
Peridotit 21
Perisphinctes 113
Perm 103
Petroleum 48
Phonolith 25
Phragmoceras 97
Phyllit 54
Pilzfelsen 249
Pinacoceras Metternichi 108
Pithecanthropus erectus 129
Plagioklas 15
Plastizität, latente 188
Pleistocäne 239
Plesiosaurus 111
Pleurotoma asperulata 124, belgica 123
Pliozän 125
Plutonite 13
Pneumatogene Kristalle 199
Polierschiefer 44
Poljen 265
Polyedrische Klüftung 22
Ponore 266
Pontische Stufe 126
Porphyr 25
Porphyrische Struktur 13
Porphyrit 26
Porphyroid 53
Postvulkanische Vorgänge 214
Prismatische Klüftung 22
Productus giganteus 102, semireticulatus 102, horridus 104
Propylit 26
Protogin 17
Provinzen 62
Pterodaktylus 111
Pteropoden 85, 321
Pupa muscorum 134
Puy 203, de Sarcoui 200
Pyrenäen 179
Pyrula rusticula 124

Quadersandstein 32, 33, 119
Quartär 131—135
Quarz 15
Quarzbrockenfels 56
Quarzit 55
Quarzporphyr 24
Quarztrachyt 24
Quellen 259
Quellkuppen 200, 217
Quertäler 283

Radioaktivität 5, 214
Radiolarien 66, 321, 323

Digitized by Google

Radioliten 116
Radiumemanation 214, 215
Raibler Schichten 110
Ramifikationen 16
Ramsaudolomit 109
Randgranit 16, 17
Raseneisenstein 38
Rauchwacke 46
Regenspülung 269
Reibungsbreccie 31, 150, 167
Relaisbeben 246
Resorptionsschlieren 17
Rhät 110
Rheingraben 157, 159
Rhizopoden 65
Rhyolith 24
Riesentöpfe 295
Riffkalk 319
Rippelmarken 32
Roteisen 38
Rotes Meer 153
Röth 109
Rotliegendes 105
Rudisten 115, 116
Rumpffläche 154, 171, 250, 279, 306
Rumpfgebirge 186
Rundhöcker 296
Russische Tafel 146, 280

Säkulare Strandverschiebungen 138
Salzlager 40
Salzseen 312
Salzton 40
Sand 30, vulkanischer 28
Sandgebläse 248
Sandr 295
Sandstein 31
Sandwüste 250
Sanidin 24
Santorin 201
Sarmatische Stufe 126
Sattel 165
Säuerling 214
Säulenbasalt 22, 23
Säulenförmige Klüftung 22
Saurier 103, 104
Scaphites 90
Schalige Klüftung 23
Schären 308
Scharung 185
Scheuersteine 30
Schicht- und Faunenfolge 58
Schichtenkopf 9
Schichtflächen 9
Schichtung 8, 9, 323
Schichtwasser und Quellen 259
Schieferton 35
Schieferung 35, 50, bruchlose 50
Schlackenkegel 202
Schlackenkruste der Laven 196
Schlackige Textur 21
Schlerndolomit 109
Schlick 315
Schlieren 16, 17
Schliffgrenze, glaziale 297
Schliffkehle 297
Schnecken 83
Schneegrenze 131
Schollenland 146
Schollenlava 197
Schotterfeld, glaziales 295
Schratten 263
Schriftgranit 15
Schübling 167, 178
Schuppenbäume 101
Schuppenstruktur 167, 168
Schuttkegel 272
Schutzrinde 256
Schwaden 42
Schwagerina 102
Schwämme 67
Schwarzkohle 43
Schweizer Jura 165
Schweizer Voralpen 178
Schwellen 145, 146
Schwemmland 311
Schwereanomalien 2
Scutella 76
Sedimentation 309, marine 313
Sedimente 29
Seebeben 244
Seeerz 38
Seefüllung 312
Seeigel 75
Seelöß 313
Seestern 71
Seismische Brüche 137, 138
Seismische Triangulation 241
Seismische Wellen 234, Wellen und Erddichte 238
Seismogramm 234, 240, 241
Seismometer 234
Sekiyas Modell 237
Senon 119
Serpentin 21
Shansi 152
Sicheldüne 251
Siderit 39
Sigmoid 169
Silikatschmelzen 10
Silur 96
Simultanbeben 246
Sinter 37
Sinterung des Tones 34
Skandinavisches Hochland 186
Solfatara 202
Solfataren 213
Solquellen 41
Somma 208
Spalte 149
Spalteneruptionen 195, 203
Spaltenfrost 257
Spaltquelle 260
Spatangiden 115
Spateisenstein 39
Sphärosiderit 39
Spiegel 150
Spirifer speciosus 99, striatus 80, undulatus 104
Spongien 67
Sprunghöhe 137
Starrheit der Erde 1
Staubfall 253, 254
Staubrüche 158
Staurolith 54
Stegocephalen 100
Stegodon 128
Steinkerne 64
Steinkohle 43
Steinkorallen 69
Steinsalz 40
Steinzeit 134, 135
Stiele von Vulkanen 217
Stielköpfe 217

Digitized by Google

Stigmaria 101
Stinkkalk 45
Stöcke 14, 221, 225
Strahlstein 55
Strand 302, 315
Strandebene Norwegens 307
Strandhöhlen 305
Strandleiste 304
Strandlinien 308
Streukegel 292
Strichbeben 239
Stringocephalus 98
Stromländer 311
Strudellöcher 273, 274
Stufen der Formationen 60
Subsigillaria 105
Succinea oblonga 134
Sumpferz 38
Syenit 20
Synklinale 165
Syrien 153

Tabulata 68
Tafelschiefer 36
Tafeltäler 277
Talbildung 276, diskordante 285
Talbildung und Gebirgshebung 279, 289
Talbildung und Schichtenbau 283
Talboden 274
Talstufen 283, glaziale 299
Talterrassen 183, 279, 310
Tambora 207
Tarawera 194
Tatra 180
Tellina crassa 81
Tentakuliten 86
Tephrit 27
Terebratula digona 79, diphya 111, gregaria 107, numismalis 111, vulgaris 107
Terra rossa 265
Terrassen 183, 279, 310
Tertiär 121, Flora 129, Gebirgsbildung 129
Tetrakorallen 70
Teufelsmauer 219
Textur 17
Thermale Absätze 215
Thermalspalten 214, 215
Thermen 214
Tiefengesteine 13
Tiefseeböden 45, 46, 143, 323
Tiefseeton 35, 322, 323, im Wechsel mit Kalk 45, 46, 143
Tinoceras 127, 128
Tirolites 108
Tithon 114
Tonalit 20
Tonalitbogen Adamello-Bacher 222
Toneisenstein 39
Tongallen 32
Tongesteine 33
Tonschiefer 36
Torf 41
Toxaster 115
Trachyt 24
Transgression 63, 100
Transversalschieferung 36
Traß 29
Travertin 38
Trias 106
Trichter 271, 275
Trigonia costata 111
Trilobiten 92
Trinucleus 97, 98
Trochitenkalk 73
Trochus patulus 124
Trog, glazialer 297
Tropfstein 38
Tuffe 28, 29
Turbo solitarius 108
Turmalingranit 15
Turon 119
Turrilites 118
Turritella 83

Uadi 249
Überschiebung 167, 177, 178, 186
Umkehrung der Dichteanomalie 3, 144, 189
Uracher Maare 194
Urmensch 133, 134
Urzeit 57

Vadoses Wasser 215
Valle del Bove 211
Variscisches Gebirge 186
Verebnung 154, 171, 250, 279, 306
Verkarstung 263
Verkohlung 42
Versteinerung 63
Verwerfung 149
Verwitterung 255, der Tropen 257, der Wüste 255, im Frost 256
Vesuv 208
Vihorlat 202
Virgation 154, 184
Vitrophyr 24
Vulkane 193, Bau 199—206, in Zeit und Raum 213, 225—229, meerferne 227, submarine 229, unabhängig von den Nachbarn 213
Vulkane und Dislokationen 226, 228
Vulkangase 208, 213
Vulkanische Denudationsreihe 216
Vulkanite 13, 23
Vulkanreihen 227
Vulkanruinen 217
Vulkanstiele 217
Vulkantheorie 230

Wackelsteine 249
Wälderton 119
Wandabbruch 275
Wärmegefäll 3
Wasserscheide 275
Weald 119, 146
Wechsel 167
Werfener Schiefer 109
Westalpen 178
Wetter, böse und schlagende 42
Wettersteinkalk 109
Wetzschiefer 36
Whin Sill 220
Wiener Becken 126, 183, 310, 311
Windwirkungen 248
Würmer 77

Digitized by Google

Wurzelfüßer 65
Wurzelhorizonte unter Kohlenflözen 42
Wüste 249, 250
Wüstenlack 256
Wüstensand 32
Wüstenverwitterung 255

Xenomorphe Horste 160
Xenomorphe Kristalle 12

Yoldiameer 142

Zaphrentis 69
Zechstein 105
Zeichenschiefer 36
Zeit, geologische 60
Zeitalter 59
Zentralalpen 176
Zentralasien 250
Zentralmassive 176
Zeolithe 22
Zersetzung 257
Zeugen 249, 275, 305
Zonen 60
Zungenbecken, glaziale 297
Zyklus des Abtrages 279

Digitized by Google

QE26 .L68 1906
Geologie
Kummel Library
AFV8934
3 2044 032 815 748

QE26 .L68 1906
Löwl, F.
Geologie

QE 26 .L65 1906

Digitized by Google

Digitized by Google